

## Zur Altersstellung des ostbayerischen Kristallins Ergebnisse neuer K-Ar-Datierungen

VON ULRICH SCHÜSSLER, UWE OPPERMAN, HANS KREUZER, EBERHARD SEIDEL,  
MARTIN OKRUSCH, KARL-LUDWIG LENZ UND HELMUT RASCHKA

Mit 4 Abbildungen und 1 Tabelle

### Kurzfassung

Aus Hangend-, Liegend-, Randaugit- und Prasinit-Phyllit-Serie der Münchberger Gneismasse sowie aus der Zone von Erbdorf-Vohenstrauß (nördl. Oberpfalz) werden neue K/Ar-Daten von Hornblenden und Glimmern aus Amphiboliten und Gneisen vorgestellt. Nach Literaturdaten und petrologischen Argumenten sind für die Münchberger Gneismasse vor etwa 500 Ma magmatische Intrusionen anzunehmen. Vor etwa 400 Ma folgten eine Hochdruck-Metamorphose  $M_1$  und eine Mitteldruck-Metamorphose  $M_2$ , beide petrographisch dokumentiert. Zeitlich lassen sich  $M_1$  und  $M_2$  nicht klar voneinander trennen. Die neuen Daten fallen in ein Intervall von rund 400 bis 360 Ma. Gruppen konsistenter Daten deuten wir als Abkühlalter. In ihren Mittelwerten zeichnet sich eine Zunahme vom Hangenden zum Liegenden ab:

Hangendserie	374 ± 3 Ma	Hornblende
Liegendserie	380 ± 1 Ma	Hornblende, Muscovit
Randaugit-Serie	385 ± 3 Ma	Hornblende.

Einzelne jüngere Daten werden mit den späteren Deckenbewegungen in Verbindung gebracht.

In der Zone von Erbdorf-Vohenstrauß bilden die neuen Daten zwei räumlich getrennte Gruppen. Die Daten von 397 bis 375 Ma für den Westteil werden mit der Mitteldruck-Metamorphose  $M_2$  korreliert, während die jüngeren Daten von 330 bis 320 Ma für den Ostteil dem Einfluß der Intrusion des Leuchtenberger Granits oder der Niedrigdruck-Metamorphose  $M_3$  zugeordnet werden, die die benachbarte Monotone Serie erfaßte. Beide Ereignisse können auf Grund der bisher bekannten Datierungen zeitlich nicht getrennt werden.

Bisher wurde die Ansicht vertreten, daß die Zone von Erbdorf-Vohenstrauß von der Niedrigdruck-Metamorphose  $M_3$  verschont geblieben sei. Dies galt als Argument für ihre Allochtonie. Hält man daran fest, daß es sich bei der Zone von Erbdorf-Vohenstrauß um eine Decke handelt, dann muß die Platznahme vor  $M_3$  bzw. vor den damit zeitlich einhergehenden Granitintrusionen erfolgt sein.

---

Anschriften der Verfasser: ULRICH SCHÜSSLER u. MARTIN OKRUSCH, Institut für Mineralogie der Universität, Am Hubland, D-8700 Würzburg; UWE OPPERMAN u. EBERHARD SEIDEL, Mineralogisch-Petrographisches Institut der TU, Postfach 3329, D-3300 Braunschweig; HANS KREUZER, KARL-LUDWIG LENZ u. HELMUT RASCHKA, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Postfach 510153, D-3000 Hannover 51.

<b>Inhaltsverzeichnis</b>	Seite
1. Einleitung . . . . .	22
2. Geologischer Überblick . . . . .	22
3. Problemstellung . . . . .	25
4. Petrographie der datierten Proben . . . . .	26
4.1. Münchberger Gneismasse . . . . .	26
4.1.1. Hangendserie . . . . .	26
4.1.2. Liegendserie . . . . .	28
4.1.3. Randamphibolit-Serie . . . . .	30
4.1.4. Prasinit-Phyllit-Serie . . . . .	32
4.2. Zone von Erbdorf-Vohenstrauß . . . . .	33
5. K-Ar-Datierungen . . . . .	36
5.1. Münchberger Gneismasse . . . . .	37
5.2. Zone von Erbdorf-Vohenstrauß . . . . .	40
6. Diskussion der Altersdaten . . . . .	40
6.1. Münchberger Gneismasse . . . . .	40
6.2. Zone von Erbdorf-Vohenstrauß . . . . .	43
6.3. Geologische Folgerungen . . . . .	43
7. Literatur . . . . .	44

## 1. Einleitung

Während der letzten Jahre ist das Grundgebirge Ostbayerns, insbesondere sein saxothuringischer Anteil und der Übergang zum Moldanubikum (im Sinne von KOSSMAT 1927), wieder ins Rampenlicht des geologischen Interesses gerückt. Unter dem Einfluß plattentektonischer Konzepte wurden in erster Linie durch die Arbeiten der Göttinger Gruppe (z.B. BEHR et al. 1980, 1982; FRANKE 1984) erneut Deckenbauvorstellungen in die Diskussion gebracht, wie sie bereits durch SUESS (1912), durch KOSSMAT (1927) und durch WURM (z.B. 1928) für die Münchberger Gneismasse entwickelt worden waren, in der Folgezeit aber weithin Ablehnung fanden (z.B. v. GAERTNER 1951; WURM 1961; GANDL, zuletzt 1981; s. dagegen jedoch THIELE 1966). Zusätzliche Aktualität gewinnt das Grundgebirge in Ostbayern durch die Lokationsuche für das Kontinentale Tiefbohrprogramm der Bundesrepublik Deutschland, KTB. Hierdurch wurden Forschungsaktivitäten unterschiedlicher geowissenschaftlicher Disziplinen in diesem Raum konzentriert.

## 2. Geologischer Überblick

Zum saxothuringischen Teil des alten Gebirges in Ostbayern gehören der Frankenwald und das Fichtelgebirge. Der Frankenwald wird großenteils von den mächtigen Sedimentserien des Thüringischen Faziesbereichs aufgebaut, die vom Ordovizium bis ins Unterkarbon reichen und in die insbesondere im Oberdevon basische Vulkanite eingeschaltet sind. Im Fichtelgebirge tritt neben Gesteinsserien des Oberproterozoikums wiederum Paläozoikum in Thüringischer Fazies auf; es dominieren hier aber mächtige kambroordovizische Abfolgen. Der Bereich des Fichtelgebirges unterlag einer Regionalmetamorphose, wobei der Metamorphosegrad beachtliche regionale Unterschiede aufweist (vgl. STETTNER 1980, 1981). Am SE-Rand des Frankenwaldes liegt die Münchberger Gneismasse, ein hochmetamorpher Kristallinblock mit Ortho- und Paragneisen, Amphiboliten und Eklogiten.

Diese Gneismasse wird von einem schmalen Band anchimetamorpher, sedimentärer und vulkanosedimentärer paläozoischer Serien des Bayerischen Faziesbereichs umrandet (und unterlagert?).

Südlich des Fichtelgebirges, durch die Erbendorfer Linie von diesem getrennt, schließt sich das Moldanubikum (im Sinne von KOSSMAT 1927) an. In seinem bayerischen Anteil gehören dazu die Zone von Erbendorf-Vohenstrauß (ZEV) und die Zone von Tirschenreuth-Mähring (ZTM), beides Ausstrichsbereiche einer vermutlich oberproterozoischen, als Bunte Gruppe (STETTNER 1975) bezeichneten Abfolge von Gneisen, Amphiboliten, Ultrabasiten, Kalksilikatgesteinen, Marmoren, Graphitquarziten und Graphitschiefern. Diese Bunte Gruppe setzt sich auf tschechoslowakischem Staatsgebiet in der Zone von Tepla-Taus fort, zu der auch das wieder auf bayerischer Seite gelegene, ausgedehnte Gabbroamphibolitmassiv von Neukirchen b.Hl.Blut am Hohen Bogen gehört. Der Hauptanteil der Moldanubischen Zone ist das Moldanubikum im eigentlichen Sinne (STETTNER 1981), das mit seiner aus eintönigen Gneisen und Anatexiten bestehenden Monotonen Serie große Bereiche im Südteil des ostbayerischen Grundgebirges einnimmt. Gelegentlich treten auch hier basische und ultrabasische Einschaltungen auf.

Weite Bereiche des ostbayerischen Kristallins sind von postorogenen Graniten intrudiert, die radiometrisch zwischen etwa 325 Ma und 290 Ma datiert sind (z. B. KÖHLER & MÜLLER-SOHNUS 1976a; BESANG et al. 1976; CARL et al. 1985).

Problematisch und deshalb umstritten ist nach wie vor die tektonische Position einzelner Einheiten des alten Gebirges. Weitgehende Einigkeit herrscht über die autochthone Stellung des Thüringischen Faziesbereichs des Saxothuringikums. Dagegen verdichten sich für die Münchberger Gneismasse geophysikalische, strukturgeologische, petrologische und auch geochemische Hinweise, die für eine Deckennatur sprechen. Danach wären die Kristallineinheiten der Gneismasse und das anchimetamorphe Paläozoikum der Bayerischen Faziesreihe über das Paläozoikum der Thüringischen Faziesreihe geschoben worden (BEHR et al 1980, 1982; FRANKE 1984; KTB 1983, 1985b). Dieses Modell steht im Gegensatz zur Deutung der Gneismasse als hochgepreßte, autochthone Keilscholle (WURM 1961) mit ebenfalls autochthoner, paläozoischer Umrandung in Bayerischer Faziesausbildung (GANDL 1981). STETTNER (1972) versucht, die strukturbildenden Vorgänge im Bereich der Gneismasse und des südöstlichen Frankenwaldes mit einer „Abscherung des südöstlichen rigiden Rücklandes in 10 bis 15 km Tiefe“ zu erklären. Folge war bei nordwestlicher Bewegungsrichtung eine Teilüberfahrung des vorgelagerten Geosynklinalraumes.

Im Moldanubikum der nördlichen Oberpfalz wird die Monotone Serie als relatives Autochthon angesehen. Die Zone von Erbendorf-Vohenstrauß stellt dagegen möglicherweise wieder eine Deckeneinheit dar, die der Monotonen Serie, vielleicht auch noch dem südlichen Teil des Saxothuringikums aufliegt (vgl. KTB 1985b) und damit die eigentliche Grenze zwischen Moldanubikum und Saxothuringikum verdeckt. Die Erbendorfer Linie am Nordrand der Zone von Erbendorf-Vohenstrauß wäre dann als Deckenbahn zu interpretieren. Die Zone von Tirschenreuth-Mähring liegt als Ausstrichsbereich der Bunten Gruppe zwischen den Cordierit-Sillimanit-Gneisen der Monotonen Serie im Süden und dem Altpaläozoikum des

Saxothuringikums im Norden. Diaphthorite, die auch aus den Randbereichen der Zone von Erbdorf-Vohenstrauß bekannt sind, sind typisch für die Zone von Tirschenreuth-Mähring. Nach SCHREYER (1966) und WAGENER-LOHSE & BLÜMEL (1984) wird die Erbdorfer Linie als Grenze zwischen Saxothuringikum und Moldanubikum im Raum Tirschenreuth-Mähring durch eine vom Moldanubikum auf das Saxothuringikum übergreifende Niederdruckmetamorphose verwischt. Im

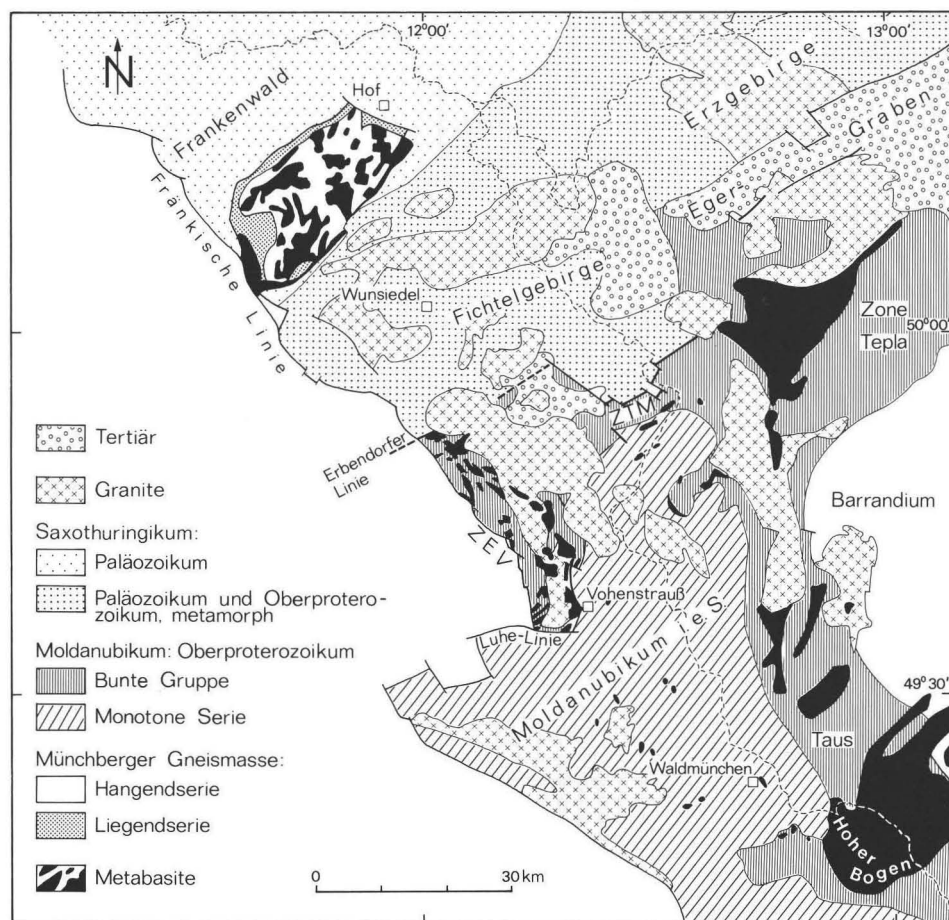


Abb. 1. Die geologische Situation im ostbayerischen Grundgebirge nach der geologischen Karte von Bayern 1 : 500000 (Bayer. Geol. L.-Amt. – München 1981).

Gegensatz dazu sieht STETTNER (1979) die Erbdorfer Linie in diesem Raum als „scharfe Störung“, die „das Kambroordoviz in einer frühvariskischen planaren Prägung“ von der „Bunten Gruppe des Oberproterozoikums in steilstehender assyntischer Verformung“ trennt.

Nach BLÜMEL (in KTB 1985a, b) läßt sich in den Kristallgebieten Ostbayerns eine mehrphasige Metamorphoseentwicklung nachweisen. Die Eklogite der Münchberger Gneismasse (MATTHES 1978) sowie die Eklogitamphibolite in der Zone von Erbdorf-Vohenstrauß und in der Monotonen Serie (VOLL 1960; BUSCH 1970) belegen ein erstes Hochdruck-Stadium ( $M_1$ ) mit Drucken von 13 bis 17 kbar und Temperaturen von etwa 620 °C in der Münchberger Gneismasse und über 730 °C bei Oberviechtach (FRANZ et al. 1986; BLÜMEL in KTB 1985b). Eine Mitteldruckmetamorphose ( $M_2$ ) kommt in der Zone von Erbdorf-Vohenstrauß durch Paragenesen wie Granat-Disthen-Stauroolith-Muscovit oder Granat-Disthen-Sillimanit-Alkalifeldspat, in der Münchberger Gneismasse u.a. durch die Paragenese Granat-Disthen (-Stauroolith) zum Ausdruck (VOLL 1960; MATTHES et al. 1974; KTB 1985b). Im Moldanubikum i.e.S. wird eine Mitteldruckmetamorphose durch Granat- und Disthen-Einschlüsse in Plagioklas oder Cordierit angezeigt. Während die metamorphe Entwicklung in der Münchberger Gneismasse und der Zone von Erbdorf-Vohenstrauß, abgesehen von späteren lokalen Ereignissen, abgeschlossen ist, werden das Moldanubikum i.e.S. und die Zone von Tirschenreuth-Mähring von einer Niederdruckmetamorphose ( $M_3$ ) überprägt. Diese greift außerdem nach Norden über die Erbdorfer Linie und trifft auch Teile des saxothuringischen Altpaläozoikums. Nach WAGENER-LOHSE & BLÜMEL (1984) lagen die Drucke bei 3 bis 4 kbar. Die Temperaturen reichten im Moldanubikum i.e.S. bis zu anatektischen Bedingungen. Lokale Mylonitisierungen und Diaphthoresereignisse können möglicherweise den erwähnten Deckentransporten zugeordnet werden.

### 3. Problemstellung

Falls diese in den letzten Jahren entwickelten Vorstellungen richtig sind, müßten wir innerhalb des ostbayerischen Kristallins drei Anteile mit unterschiedlicher tektonischer, Metamorphose- und/oder Abkühlungsgeschichte unterscheiden:

1. Zwei allochthone Einheiten, die Münchberger Gneismasse und die Zone von Erbdorf-Vohenstrauß, die von der Niederdruckmetamorphose  $M_3$  nicht erfaßt wurden.

2. Die Zone von Tirschenreuth-Mähring und das Moldanubikum i.e.S., die als autochthon aufgefaßt werden und von der Niederdruckmetamorphose  $M_3$  mehr oder weniger stark überprägt wurden.

3. Das autochthone Metamorphikum des Fichtelgebirges, in dem die zeitliche Entwicklung der Metamorphose im einzelnen noch ungeklärt ist.

Es ist zu fragen, ob sich die unterschiedliche tektonische Stellung und Metamorphosegeschichte in den radiometrischen Altern der Minerale widerspiegelt.

Im Rahmen der Lokationssuche für KTB wurde von unserer Arbeitsgruppe mit systematischen K-Ar-Datierungen an Hornblenden und Glimmern aus verschiedenen tektonischen Einheiten des ostbayerischen Kristallins begonnen. Erste Ergebnisse dieser Untersuchungen sollen in dieser Arbeit vorgestellt und diskutiert werden.

## 4. Petrographie der datierten Proben

Die meisten der datierten Hornblendekonzentrate wurden chemisch analysiert (RFA, AAS, naßchemische Methoden). Außerdem liegen für einige Proben Mikrosondenanalysen der Amphibole vor. Die Benennung der analysierten Hornblenden erfolgte nach der IMA-Nomenklatur (kompiliert von LEAKE 1978). Die Anorthitgehalte der Plagioklase wurden mit dem U-Tisch, röntgenographisch und z.T. auch mit der Mikrosonde bestimmt. Die Modalbestände wurden teils geschätzt, teils mit dem Pointcounter bestimmt.

### 4.1. Münchberger Gneismasse

Zwischen das Fichtelgebirge im Süden und den Frankenwald im Norden schiebt sich die etwa 35 km lange und 15 km breite Münchberger Gneismasse (Abb. 2). Die Längsachse dieser annähernd rechteckigen Scholle streicht NE-SW.

Von innen nach außen (oben nach unten) unterscheidet man folgende Einheiten:

- 1) Zentrale Gneismasse, Hangendserie, Liegendserie
- 2) Randamphibolit-Serie
- 3) Prasinit-Phyllit-Serie

Die Hangendserie ist bunt zusammengesetzt aus Amphiboliten, Hornblende-bändergneisen, Eklogiten, Eklogitamphiboliten und Paragneisen. Dazu kommen lokal Marmorlinsen und Kalksilikatgesteine. Die monotone Liegendserie besteht vorwiegend aus Gneisen, in denen saure und basische Metamagmatite stecken.

Unter der Liegendserie folgt als nächste tektonische Einheit die fast ausschließlich aus Metabasiten bestehende Randamphibolit-Serie. Sie wird wiederum tektonisch von der Prasinit-Phyllit-Serie unterlagert, die aus grünschieferfaziell überprägten basischen Vulkaniten und klastischen Sedimenten aufgebaut ist.

#### 4.1.1. Hangendserie

Nach den Untersuchungen von POMMERENKE (1985) ist der Übergang zwischen den Amphiboliten und Hornblende-bändergneisen der Hangendserie fließend. Eine für beide Gesteinstypen repräsentative Paragenese besteht aus Hornblende, Plagioklas ( $An_{18-35}$ ), Quarz und Rutil. Dazu können Granat und Zoisit kommen. Die Analyse von Granat in zwei Amphiboliten aus dem Steinbruch nordöstlich Seulbitz ergab übereinstimmend folgende Zusammensetzung:  $Alm_{59}$ ,  $Gross_{21}$ ,  $Pyrop_{11}$ ,  $Spess_5$ ,  $And_4$ . Retrograde Bildungen sind albitreicher Plagioklas, Epidot, Chlorit und Titanit. Das Gefüge der Amphibolite und Hornblende-bändergneise ist granoblastisch bis granoklastisch (besonders in den hellen Lagen).

Die Amphibolite und Hornblende-bändergneise der Hangendserie unterscheiden sich in ihrer chemischen Zusammensetzung deutlich von den Randamphiboliten. Die bisher vorliegenden Analysen gestatten es auch nicht, in ihnen höher metamorphe Äquivalente der Prasinite am Rand der Münchberger Gneismasse zu sehen, wengleich hier die Differenzen geringer sind.

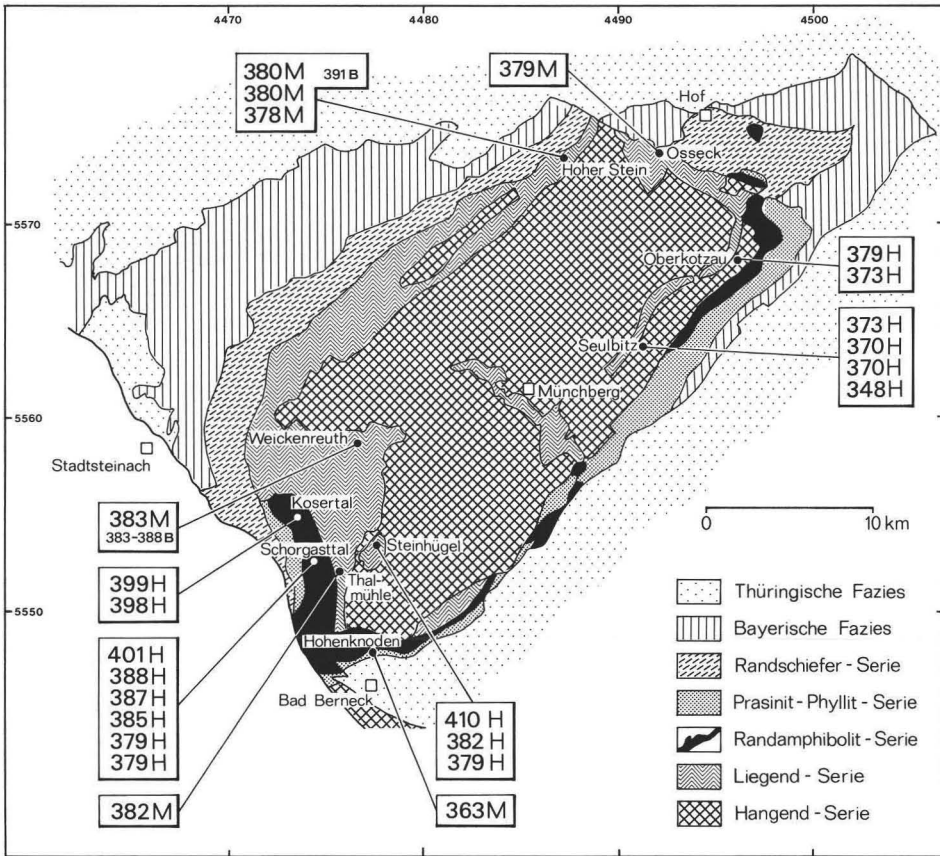


Abb. 2. Lage der Probenfundpunkte im Bereich der Münchberger Gneissmasse mit Angabe der K/Ar-Mineralalter in Ma. – B = Biotit; H = Hornblende; M = Muscovit. (Kartengrundlage: WURM 1961).

Die Hornblenden der untersuchten Amphibolite und Hornblendebändergneise sind als tschermakitische Hornblenden und Magneso-Hornblenden zu bezeichnen. Sie zeigen übereinstimmend einen Pleochroismus von gelbgrün (x) über bräunlichgrün (y) nach blaugrün (z).

S 16, Fundpunkt: Auflässiger Steinbruch 400 m N Seulbitz, Bl. Nr. 5737 Schwarzenbach a.d. sächs. Saale; R: 44 9105 H: 55 6453.

Granatamphibolit mit deutlicher Paralleltexur.

Modalbestand (geschätzt): Hornblende 40, Plagioklas 30, Quarz 20, Granat 1, Zoisit +, Rutil ±, Opakminerale +, Chlorit 5, Epidot 3, Muscovit +.

Die tschermakitische Hornblende hat Korngrößen zwischen 0.5 und 1.5 mm und ist xenoblastisch ausgebildet. Sie wird gelegentlich randlich von Chlorit und Epidot verdrängt. Plagioklas und Quarz sind in streifigen Bahnen zwischen Hornblendelagen angereichert. Der Plagioklas ist zum Teil saussuritisiert und serizitisiert. Vereinzelt tritt bis zu 2 mm großer idioblastischer bis xenoblastischer Granat auf. Er enthält wie die Hornblende Einschlüsse von Rutil. Schilfige Aggregate von Chlorit sind zusammen mit stengeligen Epidot in s eingeregelt.

**S 50**, Fundpunkt: Auflässiger Steinbruch 200 m W Seulbitz, Bl. Nr. 5737 Schwarzenbach a.d.sächs. Saale; R: 44 9039 H: 55 6408.

Granatamphibolit mit deutlicher Paralleltexur.  
 Modalbestand (geschätzt): Hornblende 50, Plagioklas 35, Quarz 10, Granat 1, Rutil +, Opakminerale +, Chlorit +, Epidot +.

Die Korngröße der xenoblastischen Hornblende liegt zwischen 0.7 und 1.5 mm. Der bis 2.5 mm große Granat ist poikiloblastisch, mit Einschlüssen von Rutil und Quarz. Plagioklas und Quarz bilden granoklastische Pflaster zwischen der Hornblende.

**S 52**, Fundpunkt wie S 50.

Amphibolit mit linear eingeregelter Hornblende.  
 Modalbestand (geschätzt): Hornblende 75, Plagioklas 20, Quarz 5, Rutil +, Opakminerale +, Chlorit +, Epidot +.

Die hypidioblastische Magnesio-Hornblende wird zwischen 1 und 2 mm groß. Nur selten geht sie randlich in Chlorit und Epidot über. Plagioklas und Quarz füllen die Zwickel zwischen den Hornblendeblasten.

**S 53**, Fundpunkt wie S 50.

Gebänderter Amphibolit mit z.T. gefälten Hornblende-Epidot- und Quarz-Plagioklas-Lagen.  
 Modalbestand (geschätzt): Hornblende 50, Plagioklas 25, Quarz 15, Epidot 10, Rutil +, Chlorit +, Opakminerale +.

Die hypidioblastische bis xenoblastische Hornblende hat Korngrößen zwischen 1 und 2 mm. Sie schließt gelegentlich Rutil ein. Bis fast 1 mm großer, stengeligter Epidot drängt sich zusammen mit etwas Chlorit zwischen das Hornblendegeflecht. Plagioklas und Quarz bilden kataklastisch überprägte Kornpflaster.

**O 2**, Fundpunkt: Straßenanschnitt am südlichen Ortsausgang von Oberkotzau, an der Straße Schwarzenbach a.d.sächs. Saale – Hof, Bl. Nr. 5737 Schwarzenbach a.d.sächs. Saale; R: 44 9577 H: 55 6845.

Granatführender Hornblendegebändergneis.  
 Modalbestand (geschätzt): Hornblende 35, Plagioklas 40, Quarz 20, Granat 2, Rutil +, Apatit +, Opakminerale +, Chlorit +, Epidot +, Muscovit +.

Schwach saussuritierter Plagioklas und Quarz bilden ein granoklastisches Grundgewebe, in das xenoblastische Hornblenden eingebettet sind. Die bis zu 0.5 mm großen Hornblendeblasten werden gelegentlich am Rand von Chlorit und Epidot verdrängt. Der xenoblastische Granat (bis 3 mm groß) schließt poikiloblastisch Rutil, Quarz, Epidot und Opakminerale ein.

**O 5**, Fundpunkt: Leseblock 100 m S Oberkotzau an der Straße Schwarzenbach a.d.sächs. Saale – Hof, Bl. Nr. 5737 Schwarzenbach a.d.sächs. Saale; R: 44 9576 H: 55 6828.

Gebänderter Amphibolit mit deutlicher Paralleltexur.  
 Modalbestand (geschätzt): Hornblende 50, Plagioklas 25, Quarz 10, Epidot 15, Titanit +, Chlorit +, Apatit +, Opakminerale +.

Die xenoblastische, durchschnittlich 1 mm große Magnesio-Hornblende wird häufig von Epidot verdrängt. Plagioklas und Quarz füllen die Zwickel zwischen der Hornblende oder sind in schmalen Bändern angereichert. Der Plagioklas ist teilweise saussuritisiert und serizitisiert. An Stelle von Rutil tritt Titanit auf.

#### 4.1.2. Liegendserie

Aus der Liegendserie wurden für die radiometrischen Datierungen drei Proben des Meta-Gabbonorits vom Steinhügel bei Höflas, zwei Proben des Meta-Granodiorits vom Gareisen bei Weickenreuth sowie fünf Gneisproben von verschiedenen Lokalitäten ausgewählt. Auch bei den Gneisen handelt es sich vermutlich vorwiegend um Orthogesteine, was jedoch im Einzelfalle zu beweisen wäre. Im folgenden wird daher auf eine Unterscheidung zwischen Ortho- und Paragneis verzichtet.



A. **Meta-Grabbronorit** vom Steinhügel bei Höflas, Bl. Nr. 5836 Münchberg; R: 44 7696 H: 55 5338

S 72/89

Granatamphibolit (identisch mit Probe ES 89 in MATTHES & SEIDEL 1977).

Mineralbestand: Blaugrüne Hornblende, Na-reicher Plagioklas (An<sub>25-30</sub>), Granat, Zoisit, Rutil, Quarz, Biotit, Opakminerale.

Das Gestein besteht etwa zur Hälfte aus blaugrüner Hornblende, die teilweise porphyroblastisch-poikiloblastisch entwickelt ist. Plagioklas bildet unregelmäßige Kornpflaster. Er ist häufig wolkig getrübt oder mit einem Filz aus klaren Zoisitnadeln gefüllt. Der Granat ist idioblastisch bis xenoblastisch. Rutil tritt in Einzelkörnern oder lockeren Kornaggregaten auf. Quarz findet man im Grundgewebe und eingeschlossen in Hornblende. Vereinzelt kommen Schuppen braunen Biotits vor.

Das mittelkörnige Gestein, das nach BURGATH (1966) als Normaltyp eines aus Gabbro bzw. Gabbronorit hervorgegangenen Granatamphibolits (Typ C 4a) der Münchberger Gneismasse anzusprechen ist, besitzt eine schwach angedeutete Paralleltexur durch Einregelung der Hornblende.

S 72/91

Granatamphibolit (identisch mit Probe ES 91 in MATTHES & SEIDEL 1977).

Entspricht in Mineralbestand und Gefüge weitgehend S 72/89. Der Rutil ist teilweise von Titanit gesäumt.

H 4

Granatamphibolit.

Entspricht in Mineralbestand und Gefüge S 72/89.

B. **Meta-Granodiorit** vom Gareisen bei Weickenreuth, Bl. Nr. 5835 Stadtsteinach

W 1, R: 44 7550 H: 55 5880.

Muscovitflasergneis.

Mineralbestand: Quarz, Oligoklas, Orthoklas, Muscovit, Granat.

Das fein- bis mittelkörnige, flaserige Gestein besteht hauptsächlich aus stark zertrümmertem Quarz, Oligoklas und Orthoklas. Über das kataklastische Gefüge wachsen kaum deformierte, grob eingeregelt Muscovitscheiter. Vereinzelt tritt Granat auf.

W 8, R: 44 7563 H: 55 5889.

Meta-Granodiorit.

Mineralbestand: Quarz, Oligoklas, Kalifeldspat (Orthoklas, Mikroklin), Biotit, Apatit, Zirkon, Muscovit, Granat.

Oligoklas und Kalifeldspat sind noch weitgehend hypidiomorph gleichkörnig, während der Quarz meist kataklastisch zerlegt ist. Die häufig von Myrmekit gesäumten Oligoklase sind von Muscovitblättchen durchsetzt. Der rotbraune Biotit wird randlich von Granat verdrängt und ist teilweise mit feinschuppigem Muscovit verwachsen. Das ursprünglich mittel- bis grobkörnige Gestein zeigt nur eine ganz schwach angedeutete Schieferung.

C. **Gneise** der Liegendserie

P 28/6, Fundpunkt: Auflässiger Steinbruch an der Thalmühle bei Marktschorgast, Bl. Nr. 5835 Stadtsteinach; R: 44 7525 H: 55 5163.

Muscovit-(Biotit-)Gneis.

Mineralbestand: Quarz, Albit, Kalifeldspat (Orthoklas, Mikroklin), Muscovit, Biotit, Chlorit, Apatit, Opakminerale.

Das Grundgewebe des kataklastisch überprägten, fein- bis mittelkörnigen Gesteins besteht aus Quarz, Albit und Kalifeldspat. Dazwischen sind in Bahnen parallel der Schieferung große Schuppen von Muscovit angeordnet, die zum Teil leicht deformiert sind. Ferner kommt dispers verteilt feinkörniger Biotit vor, der meist chloritisiert ist.

**MM 1**, Fundpunkt: 750 m SE Osseck, Bl. Nr. 5637 Hof; R: 44 9214 H: 55 7416.

Flasergneis.

Mineralbestand: Quarz, Albit, Kalifeldspat (Orthoklas, Mikroklin), Muscovit, Epidot, Granat, Biotit, Chlorit, Apatit, Zirkon, Opakminerale.

Kataklastisch überprägtes, fein- bis mittelkörniges Gestein mit stark ausgelängten Feldspat-Porphyrblasten.

**MM 5**, Fundpunkt: Hoher Stein W Leupoldsgrün, Bl. Nr. 5736 Helmbrechts; R: 44 8546 H: 55 7305.

Augengneis.

Mineralbestand: Quarz, Albit, Kalifeldspat (Orthoklas, Mikroklin), Muscovit, Chlorit, Apatit, Zirkon, Opakminerale.

Fein- bis mittelkörniger Blastomylonit mit Feldspat-Porphyrblasten.

**MM 7**, Fundpunkt: Hoher Stein W Leupoldsgrün, Bl. Nr. 5736 Helmbrechts; R: 44 8544 H: 55 7310.

Augengneis.

Mineralbestand: Quarz, Albit, Kalifeldspat (Orthoklas, Mikroklin), Muscovit, Biotit, Chlorit, Apatit, Zirkon, Opakminerale.

Fein- bis mittelkörniger Blastomylonit mit Feldspat-Porphyrblasten.

**MM 9**, Fundpunkt: Hoher Stein W Leupoldsgrün, Bl. Nr. 5736 Helmbrechts; R: 44 8553 H: 55 7314.

Muscovitgneis.

Mineralbestand: Quarz, Albit, Kalifeldspat (Orthoklas, Mikroklin), Muscovit, Chlorit, Apatit, Zirkon, Opakminerale.

Fein- bis mittelkörniger Blastomylonit.

#### 4.1.3. Randamphibolit-Serie

Die zentrale Münchberger Gneismasse wird im W, SE und NE von einem bis 1.5 km breiten Amphibolitband, den sogenannten Randamphiboliten, umgeben. Es handelt sich dabei um eine Serie, die fast ausschließlich aus massigen, gebänderten oder schiefrigen, öfters Granat führenden Amphiboliten besteht, in die nur lokal Kalksilikatgesteine und Marmore eingeschaltet sind.

Die typische Paragenese der Randamphibolite besteht aus Hornblende, Plagioklas ( $An_{33-40}$ ) und Titanit (im Gegensatz zu den Amphiboliten und Hornblende-Bändergneisen der Hangendserie findet man hier nie Rutil). Dazu kann grossularreicher Almandin kommen. Klinopyroxen wurde nur in einer einzigen Probe aus dem Kosertal beobachtet. Retrograde Bildungen sind aktinolithische Hornblende, Albit, Epidot und Chlorit. Charakteristisch für die Randamphibolite ist ein ausgeprägtes kataklastisches Gefüge.

Auf Grund geochemischer Untersuchungen (OPPERMANN 1985) werden die Randamphibolite auf ein magmatisches Edukt zurückgeführt. Sie entsprechen in ihrer chemischen Zusammensetzung Tholeiiten.

Die Hornblenden der untersuchten Randamphibolite sind als tschermakitische Hornblenden, Magnesio-Hornblenden oder Ferro-Hornblenden zu bezeichnen.

**RA 16**, Fundpunkt: im Kosertal ca. 750 m vom Parkplatz in Richtung Schlackenmühle, Bl. Nr. 5835, Stadtsteinach; R: 44 7265 H: 55 5475.

Massiger, grobkörniger Amphibolit.

Modalbestand (geschätzt): Hornblende 70, Plagioklas 20, Titanit 5, Quarz +, Epidot +, Chlorit +, Muscovit +, Opakminerale +.

Die Magnesio-Hornblende mit einem Pleochroismus von hell gelbbraun (x) über olivgrün (y) nach braungrün (z) hat durchschnittliche Korngrößen von 1.5 mm und ist hypidioblastisch bis xenoblastisch ausgebildet. Eine randliche Umwandlung in aktinolithische Hornblende ist relativ selten. Der fast vollkommen serizitisierte und saussuritisierte Plagioklas füllt die Zwickel zwischen der Hornblende. Titanit bildet Einschlüsse in der Hornblende oder ist dispers verteilt.

**RA 31**, Fundpunkt: auf dem Rabenstein, Bl. Nr. 5835 Stadtsteinach; R: 44 7390 H: 55 5245.

Massiger, mittelkörniger Granatamphibolit.

Modalbestand (geschätzt): Hornblende 70, Granat 15, Plagioklas 5, Quarz 5, Titanit +, Epidot +, Chlorit +, Opakminerale +.

Die Ferro-Hornblende hat einen kurzprismatischen Habitus mit hypidioblastischen bis xenoblastischen Kornformen und ist randlich kataklastisch. Sie erreicht Korngrößen zwischen 0.5 und 1 mm und zeigt einen Pleochroismus von hellbraun (x) nach olivgrün ( $y=z$ ). Der Granat erreicht eine Größe bis zu 1.5 mm. Häufig ist er poikiloblastisch von Hornblende, Titanit und Quarz durchsetzt. Größere Blasten zeigen randliche Umwandlungen in Chlorit sowie beginnenden Zerfall in kleine Einzelindividuen. Feinkörniger (ca. 0.3 mm) Plagioklas und Quarz sind in dünnen Schlieren angereichert.

**RA 34**, Fundpunkt: Feldweg ca. 500 m N Mittelpöllitz, Bl. Nr. 5835 Stadtsteinach; R: 44 7385 H: 55 5150.

Feinkörniger Amphibolit mit angedeuteter Schieferung.

Modalbestand (geschätzt): Hornblende 75, Plagioklas 20, Titanit +, Epidot +, Chlorit +, Zirkon +, Opakminerale +.

Die Magnesio-Hornblende mit einer maximalen Korngröße von 0.6 mm zeigt einen Pleochroismus von hellbraun (x) nach olivgrün ( $y=z$ ). Die eingeregeltten Blasten haben unregelmäßige Korngrenzen und zeigen randliche Umwandlungen in aktinolithische Hornblende. Als Einschlüsse treten Titanit und Zirkon auf. Die Zwickelfüllungen zwischen den Hornblende-Blasten bildet feinkörniger Plagioklas.

**RA 39**, Fundpunkt: Waldweg ca. 750 m NNW Sessenreuth, Bl. Nr. 5835 Stadtsteinach; R: 44 7315 H: 55 5235.

Massiger, mittelkörniger Amphibolit.

Modalbestand (geschätzt): Hornblende 70, Plagioklas 20, Titanit 5, Quarz +, Epidot +, Apatit +, Opakminerale +.

Die Magnesio-Hornblende ist hypidioblastisch bis xenoblastisch ausgebildet, hat einen langprismatischen Habitus mit Korngrößen bis zu 2 mm und einen Pleochroismus von hellbraun (x) nach olivgrün ( $y=z$ ). Sie ist überwiegend gut erhalten. Randliche kataklastische Zerlegung und Umwandlung in aktinolithische Hornblende sind nur schwach ausgeprägt. Der Plagioklas mit Korngrößen um 0.5 mm ist nur selten serizitisiert. Titanit, Epidot und Quarz finden sich häufig als Einschlüsse in der Hornblende.

**RA 40**, Fundpunkt: Waldweg ca. 850 m NNW Sessenreuth, Bl. Nr. 5835 Stadtsteinach; R: 44 7325 H: 55 5235.

Massiger, mittelkörniger Granatamphibolit.

Modalbestand (geschätzt): Hornblende 50, Granat 25, Quarz 10, Plagioklas 5, Titanit 5, Epidot +, Apatit +, Opakminerale +.

Die tschermakitische Magnesio-Hornblende mit einem Pleochroismus von hellbraun (x) nach olivgrün ( $y=z$ ) ist hypidioblastisch bis xenoblastisch ausgebildet und hat eine durchschnittliche Korngröße von 1.5 mm. Sie ist mitunter in aktinolithische Hornblende umgewandelt. Das Gefüge ist schwach kataklastisch. Der Granat ( $Alm_{49}$ ,  $Gross_{31}$ ,  $Py_{16}$ ,  $Spes_{2}$ ,  $And_2$ ) erreicht Korngrößen bis zu 1.5 mm und ist kaum mechanisch beansprucht. Er ist zum Teil poikiloblastisch von Hornblende, Quarz, Titanit und Opakmineralen durchsetzt. Feinkörniger Quarz sowie gut erhaltener Plagioklas erscheinen als Zwickelfüllung zwischen Hornblende und Granat.

**RA 44**, Fundpunkt: Aufgelassener Steinbruch im Schorgasttal, Bl. Nr. 5835 Stadtsteinach; R: 44 7350 H: 55 5275.

Massiger, mittelkörniger Amphibolit.

Modalbestand (geschätzt): Hornblende 70, Plagioklas 25, Titanit +, Epidot +, Muscovit +, Apatit +, Opakminerale +.

Die Magnesio-Hornblende, mit Korngrößen von maximal 2 mm und einem Pleochroismus von hell gelbbraun (x) nach olivgrün (y=z), hat vorwiegend xenoblastische Kornformen und ist häufig kataklastisch. Der Plagioklas ist vollkommen serizitisiert und saussuritisiert und füllt die Zwickel zwischen der Hornblende.

**RA 47**, Fundpunkt: Aufgelassener Steinbruch im Schorgasttal, Bl. Nr. 5835 Stadtsteinach; R: 44 7350 H: 55 5275.

Massiger, mittel- bis grobkörniger Amphibolit.

Modalbestand (geschätzt): Hornblende 70, Plagioklas 15, Titanit 5, Quarz 5, Epidot +, Chlorit +, Apatit +, Opakminerale +.

Die tschermakitische Hornblende mit einem Pleochroismus von hell braungrün (x) nach olivgrün (y=z) ist überwiegend xenoblastisch ausgebildet und erreicht eine maximale Größe von 3 mm. Sie ist teilweise randlich in aktinolithische Hornblende umgewandelt. Plagioklas und Quarz mit Korngrößen von 0.05 bis 0.5 mm bilden ein in sich verzahntes Mosaikgefüge mit bogigen bis buchtigen Korngrenzen zwischen den größeren Hornblende-Blasten. Ein Teil der Plagioklase ist vollkommen serizitisiert und saussuritisiert.

**RA 49**, Fundpunkt: Im Kosertal ca. 250 m vom Parkplatz in Richtung Schlackenmühle, Bl. Nr. 5835 Stadtsteinach; R: 44 7275 H: 55 5440.

Massiger, grobkörniger Granatamphibolit mit granatreichen Partien und Quarz-Feldspat-Schlieren.

Modalbestand (geschätzt): Hornblende 60, Granat 20, Plagioklas 10, Quarz 5, Titanit +, Klinopyroxen +, Epidot +, Chlorit +, Muscovit +, Apatit +, Zirkon +, Opakminerale +.

Die tschermakitische Magnesio-Hornblende mit einem Pleochroismus von hell gelbbraun (x) über olivgrün (y) nach braungrün (z) wird bis zu 4 mm groß und ist hypidioblastisch ausgebildet. Als Einschlüsse kommen Titanit, Plagioklas, Quarz und Opakminerale vor. Umwandlungen in aktinolithische Hornblende sind häufig. Der hypidioblastische bis xenoblastische Plagioklas dient in hornblendereichen Partien als Zwickelfüllung. Er ist häufig vollständig serizitisiert und saussuritisiert. Im Bereich der hellen Schlieren kommt er neben Quarz vor und erreicht Korngrößen bis zu 1.5 mm. Der Granat ( $Alm_{48}$ ,  $Gross_{33}$ ,  $Py_{12}$ ,  $Spess_3$ ,  $And_4$ ) bildet bis zu 5 mm große Blasten mit Einschlüssen von Titanit, Quarz und Opakmineralen. Er ist zum Teil kataklastisch beansprucht und wird stellenweise chloritisiert. Der Klinopyroxen mit augitischer Zusammensetzung ( $En_{32}$ ,  $Fs_{15}$ ,  $Wo_{44}$ ,  $Ac_4$ ,  $Tsch_3$ ) erreicht Korngrößen von mehr als 3 mm. Die Blasten zeigen einen leichten Pleochroismus von hell blaugrün (x) nach hell gelbgrün (y). Häufig treten Parallelverwachsungen mit Hornblende auf.

#### 4.1.4. Prasinit-Phyllit-Serie

Zwischen dem nichtmetamorphen bzw. anchimetamorphen Paläozoikum Thüringischer und Bayerischer Fazies und der Randamphibolit-Serie verläuft am W- und SE-Rand der Münchberger Gneismasse ein schmaler Streifen grünschieferfazieller Gesteine, die von KRAUS (1954) als Prasinit-Phyllit-Serie zusammengefaßt wurden. Diese Serie besteht aus Prasiniten, in die Quarz-Phyllite eingeschaltet sind. In der Prasinit-Phyllit-Serie selbst, bevorzugt aber an der Grenze zu der darüberlagernden Randamphibolit-Serie, treten Ultrabasit-Linsen auf.

Da für die Prasinite bisher keine radiometrischen Daten vorliegen, wird hier auf die petrographischen Beschreibungen von KRAUS (1954) und OPPERMANN (1985) verwiesen. An Hand der beobachteten magmatischen Plagioklasrelikte sowie geochemischer Untersuchungen (OPPERMANN 1985) lassen sich die Prasinite auf ein

magmaisches Edukt zurückführen. Ihre chemische Zusammensetzung unterscheidet sich signifikant von der der Randamphibolite. Sie entspricht am ehesten der kalkalkalischen Serien.

Die Metapelite der Prasinit-Phyllit-Serie bestehen aus Quarz, Albit, Muscovit und Chlorit. Sie sind durch Graphiteinlagerungen oft dunkel gefärbt. Bislang wurde eine Phyllit-Probe radiometrisch datiert.

PH 10, Fundpunkt: Hohenknoden, Aufschluß im Sägewerk der Firma WIRTH, Bl. Nr. 5936 Bad Berneck; R: 44 7678 H: 55 4750.

Dunkler Phyllit mit Quarzknuauern.

Mineralbestand: Quarz, Albit, Muscovit, Chlorit, Graphit, Pyrit.

Feinkörniger Quarz und Albit bilden das Grundgewebe des Phyllits. Sie sind in eine leicht gewellte Schieferung ( $s_1$ ) eingeregelt, der auch die bis zu mehrere Millimeter breiten Muscovit-Chlorit-Lagen folgen. Diese Schieferung wird von einer zweiten ( $s_2$ ) gequert, deren Spur durch feinschuppigen Muscovit und Chlorit sowie durch Opakminerale markiert ist. Die Muscovite sind von Graphit durchstäubt.

#### 4.2. Zone von Erbdorf-Vohenstrauß

Die Zone von Erbdorf-Vohenstrauß (ZEV) wird nach Norden durch die Erbdorfer Linie, nach Westen durch die Fränkische Linie und nach Süden durch die Luhe-Linie begrenzt (Abb. 3). Am Nordostrand liegen das Falkenberger und das

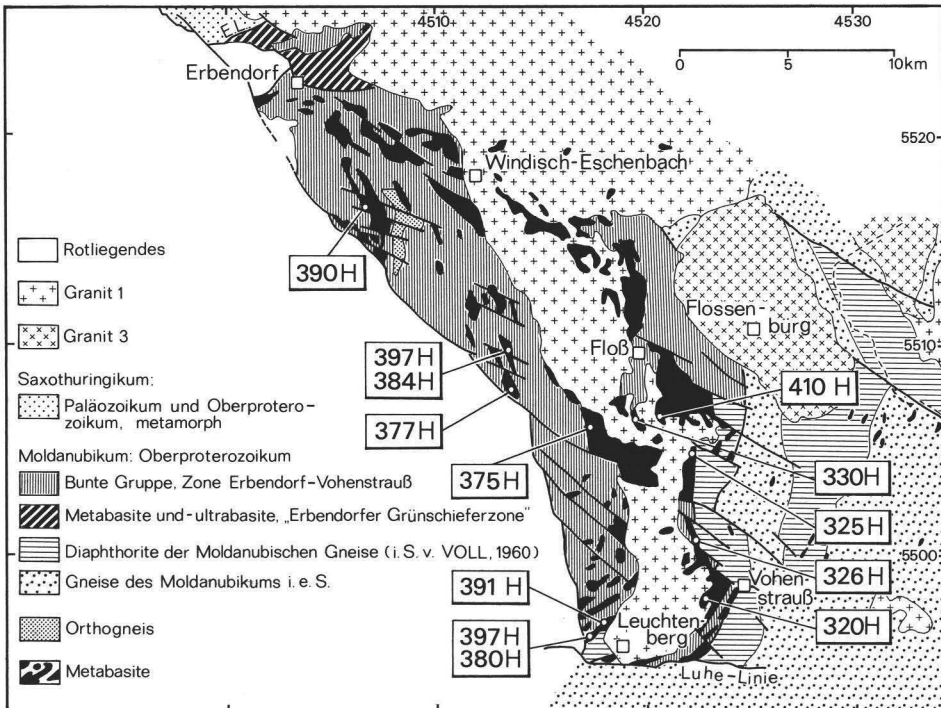


Abb. 3. Lage der Probenfundpunkte im Bereich der Zone von Erbdorf-Vohenstrauß mit Angabe der K/Ar-Mineralalter in Ma. – H = Hornblende. (Kartengrundlage: Geol. Übersichtskarte 1 : 200000 der Bundesrepublik Deutschland, Bl. CC6334 Bayreuth, B.-Anst. Geowiss. Rohstoffe, Hannover 1981).

Flossenbürger Granitmassiv. Vom Falkenberger Granit ausgehend greift die geringmächtige, nach Osten abtauchende Platte des Leuchtenberger Granits in SSE-Richtung durch die ZEV. An der Ostseite dieses Granits streicht die ZEV nur in einem sehr schmalen Streifen aus und wird durch eine breite Diaphthoritzone (Diaphthorite der moldanubischen Gneise nach VOLL (1960)) gegen die östlich gelegenen Gneise der Monotonen Serie abgegrenzt.

Die Zone von Erbdorf-Vohenstrauß ist gekennzeichnet durch einen hohen Anteil an Metabasiten, die in größeren oder kleineren Zügen dem hauptsächlich metapelitischen Nebengestein zwischengelagert sind. Im Süden der ZEV streichen die Gesteinseinheiten NE-SW, sie biegen jedoch nach Norden hin schnell in eine NW-SE-Richtung um. Anhand des Mineralbestands (reine Amphibolite, Granatamphibolite, Epidotamphibolite), der Textur (Metagabbros, massige, schiefriige, bandstreifige, flaserige Amphibolite) und der chemischen Zusammensetzung von Hornblende und Plagioklas lassen sich die Metabasite in einzelne, regional schwerpunktmäßig auftretende Typen untergliedern. Geochemisch entsprechen die Metabasite der ZEV Tholeiiten (vgl. auch P. RICHTER KTB 1983).

2-5, Fundpunkt: Etwa 400 m westlich Steinreuth, Bl. Nr. 6238 Parkstein; R: 45 0660 H: 55 1650.

Flaseriger Granatamphibolit.

Modalbestand: Hornblende 64, Plagioklas 22, Granat und Pseudomorphosen 7, Opakminerale 5, Titanit 2, Apatit +, Zirkon +, Rutil +.

Die tschermakitische bis pargasitische Hornblende ist kurzprismatisch, subidioblastisch, bei Korngrößen um 0.4 bis 0.6 mm. X gelbgrau, Y=Z blaßoliv bis gelbgrau. Der xenoblastische Plagioklas ( $An_{26}$ ) zeigt Korngrößen um 0.1 bis 0.4 mm. Es treten Pseudomorphosen nach Granat aus unregelmäßiger Hornblende und Plagioklas mit kleineren Korngrößen und Granatrelikten auf. Rutil findet sich an Opakmineralen oder als Kern im Titanit.

OP-84-36, Fundpunkt: Steinbühl ca. 1000 m SE Theisseil, Bl. Nr. 6339 Waldthurn; R: 45 1738 H: 55 0582.

Schwach bandstreifiger Amphibolit mit intensiver Kleinfältelung.

Modalbestand: Hornblende 81, Plagioklas 18, Apatit +, Opakminerale +.

Die Hornblende ist tschermakitisch bis pargasitisch, kurzprismatisch, subidioblastisch bis xenoblastisch; X farblos, Y=Z gelb. Der xenoblastische Plagioklas ( $An_{28-46}$ ) ist häufig serizitisiert. In den seltenen Bereichen starker Serizitisation treten bevorzugt Apatitnester auf. Die Korngröße von Hornblende und Plagioklas liegt bei 0.2 mm, maximal 0.6 mm.

OP-84-47, Fundpunkt: Etwa 700 m NW Diebersreuth, Bl. Nr. 6339 Waldthurn; R: 45 1960 H: 55 0660.

Homogener, geschieferter Amphibolit.

Modalbestand: Hornblende 60, Plagioklas 37, Opakminerale 2, Epidot 1, Apatit +, Chlorit +.

Die Magnesio-Hornblende ist kurzprismatisch, subidioblastisch mit zerlappten Kornrändern. Die Korngröße liegt bei 0.2 bis 0.4 mm, maximal 0.8 mm. X gelbgrau, Y=Z dunkelgelb. Sehr selten ist eine randliche Chloritisation. Der xenoblastische, stark zonar gebaute Plagioklas ( $An_{46-56}$ ) hat Korngrößen von unter 0.1 bis 0.3 mm. Bei rundlichen, eng begrenzten Verwachsungen von Hornblende, Plagioklas, Epidot und Opakmineralen handelt es sich möglicherweise um Pseudomorphosen nach Granat. In diesen Bereichen kommt es auch gelegentlich zu einer randlichen Epidotisierung der Hornblende.

OP-84-49, Fundpunkt: Etwa 500 m NW Grafenreuth, Bl. Nr. 6339 Waldthurn; R: 45 2060 H: 45 0660.

Massiger, z.T. schwach bandstreifiger Amphibolit.

Modalbestand: Hornblende 78, Plagioklas 21, Biotit +, Opakminerale +.

Die Hornblende ähnelt der von OP-84-36. Der stark zonar gebaute, xenoblastische Plagioklas ( $An_{62-67}$ ) mit Korngrößen von häufig unter 0.1 mm, maximal 0.3 mm, zeigt beginnende Serizitisierung, seltener auch Saussuritbildung. Gelegentlich treten sehr kleine, idioblastische Biotite auf.

**OP-84-50**, Fundpunkt: Brunnenhof SW Ottenrieth, Bl. Nr. 6339 Waldthurn; R: 45 2238 H: 45 0500.

Massiger Amphibolit.

Modalbestand: Hornblende 75, Plagioklas 22, Opakminerale 2, Biotit und Chlorit 0.5, Apatit +, Zirkon +.

Der Amphibolit zeigt ein unregelmäßiges, sperriges Gefüge mit großen Hornblendeblasten zwischen deutlich kleineren Plagioklasen. Bei der Hornblende, farblich wie die der Probe OP-84-47, handelt es sich um eine tschermakitische bis Magnesio-Hornblende mit kurzprismatischer, subidioblastischer Kornform und Korngrößen um 2 bis 3 mm, maximal 8 mm. Der xenoblastische Plagioklas ( $An_{58-67}$ ) ist kaum serizitisiert, selten saussuritisiert. Die kleinen Biotitblasten zeigen alle Übergangsstadien der Chloritisierung.

**OP-84-76**, Fundpunkt: Luhetal zwischen Michldorf und Burgmühle, Bl. Nr. 6339 Waldthurn; R: 45 1780 H: 54 9656.

Bandstreifiger Amphibolit.

Modalbestand (geschätzt): Hornblende 55, Plagioklas 40, Opakminerale 4, Epidot +, Chlorit +, Apatit +.

Die Streifung ist auf einen Wechsel im Hornblende-Plagioklas-Verhältnis und auf kalksilikatische Zwischenlagen zurückzuführen. Die Hornblende, als „ferroan pargasitic“ zu bezeichnen, ist säulig bis stengelig, subidioblastisch, mit Korngrößen um 0.3 mm im Querschnitt und einer Länge von maximal 1 mm. X blaßgraugelb, Y graugrün, Z blaßgrün bis blaßblaugrün. Der Plagioklas ( $An_{15-18}$ ) mit Korngrößen um 0.1 mm ist schwach serizitisiert. Epidot erscheint neben Plagioklas als Hauptbestandteil kalksilikatischer Zwischenlagen und sekundär auf quer zur Schieferung laufenden Scherflächen. Der selten auftretende Chlorit gehört zur Paragenese.

**OP-84-89**, Fundpunkt: Neuer Steinbruch Michldorf, Bl. Nr. 6339 Waldthurn; R: 45 1748 R: 54 9605.

Epidotamphibolit.

Modalbestand: Hornblende 50, Plagioklas 38, Epidot 11, Chlorit 1, Rutil +.

Typisch für den Amphibolit sind eine Vielzahl kleiner, wenige mm langer, plagioklasreicher Schmitzen. Zusätzlich tritt eine kalksilikatische Bänderung auf. Die Hornblende entspricht der aus Probe OP-84-76. Die Plagioklase mit Korngrößen um 0,2 mm sind weitgehend in dunkle, äußerst feinkörnige Massen abgebaut. Etwa 0,1 mm große Epidotblasten sind, abgesehen von kalksilikatischen Lagen, gleichmäßig im Gestein verteilt und gehören weitestgehend zur Paragenese. Auch der nicht sehr häufige Chlorit ist zum größeren Teil paragenetisch und nur selten als Abbauprodukt der Hornblende nachweisbar. Als Erzphase tritt Rutil auf, gelegentlich mit opakem Kern.

**OP-84-90**, Fundpunkt: wie OP-84-89.

Epidotamphibolit.

Modalbestand (geschätzt): Hornblende 75, Plagioklas 10, Epidot 14, Chlorit 1, Opakminerale +, Rutil +.

Das Gestein gleicht dem von OP-84-89. Lediglich der etwas höhere  $SiO_2$ -Gehalt der Hornblende verursacht eine leichte Verschiebung der Zusammensetzung in Richtung auf eine edenitische Hornblende.

**OP-84-135**, Fundpunkt: Punkt 525, etwa 400 m NW Görnitz, Bl. Nr. 6239 Neustadt a.d. Waldnaab; R: 45 1398 H: 55 0780.

Bandstreifiger bis flaseriger Granatamphibolit.

Modalbestand: Hornblende 65, Plagioklas 25, Opakminerale 4, Granat und Pseudomorphosen 3, Titanit 3, Apatit +.

Die Hornblende mit tschermakitischer Zusammensetzung ist kurzprismatisch, subidioblastisch; X blaßgelbgrau, Y = Z gelb. Die Korngrößen von Hornblende und Plagioklas liegen ziemlich einheitlich bei

0,1 bis 0,2 mm. Der xenoblastische Plagioklas ( $An_{31-39}$ ) ist nur gelegentlich saussuritisiert. Pseudomorphosen nach Granat aus unregelter, etwas feinerkörniger Hornblende und Plagioklas, meist mit Granatrelikten, sind nicht sehr häufig. Typisch sind zahlreiche kleine (unter 0,05 mm), reiskornförmige Titanite.

**OP-84-137**, Fundpunkt: Punkt 485, etwa 900 m NNW Roschau, Bl. Nr. 6239 Neustadt a.d. Waldnaab; R: 45 1362 H: 55 0988.

Flaseriger Granatamphibolit.

Modalbestand: Hornblende 52, Plagioklas 34, Granat und Pseudomorphosen 10, Titanit 2, Opakminerale 2, Quarz +, Apatit +.

Die tschermakitische Hornblende ist kurzprismatisch, subidioblastisch mit zerlappten Kornrändern und Korngrößen um 0,3 bis 0,5 mm; X blaßgelbgrau, Y=Z gelbgrau. Der xenoblastische Plagioklas ( $An_{23-32}$ ) mit Korngrößen um 0,2 bis 0,4 mm ist nur selten saussuritisiert, hauptsächlich im Bereich der Granat-Pseudomorphosen. Die Pseudomorphosen nach Granat bestehen wieder aus unregelter Hornblende und Plagioklas, z.T. mit großen Granatrelikten. Vereinzelt treten Kornaggregate von Quarz auf.

**OP-84-140**, Fundpunkt: wie OP-84-137.

Flaseriger Granatamphibolit.

Modalbestand: Hornblende 54, Plagioklas 36, Granat und Pseudomorphosen 5, Opakminerale 3, Titanit 2, Apatit +.

Das Gestein ist etwas feinkörniger, gleicht aber insgesamt dem der Probe OP-84-137. Lediglich die Hornblende ist etwas  $SiO_2$ -reicher und damit als tschermakitische bis Magnesio-Hornblende zu bezeichnen.

**OP-88-164**, Fundpunkt: Etwa 400 m N Waldau nahe Punkt 523, Bl. Nr. 6339 Waldthurn; R: 45 2250 H: 55 0058.

Schwach bandstreifiger Amphibolit.

Modalbestand: Hornblende 62, Plagioklas 35, Titanit 3, Opakminerale +, Rutil +.

Die Magnesio-Hornblende ist kurzprismatisch, subidioblastisch, mit Korngrößen um 0,2 bis 0,4 mm; X blaßgelbgrau, Y dunkelgelb bis helloliv, Z graugrün. Der xenoblastische Plagioklas ( $An_{52}$ ) mit Korngrößen um 0,1 bis 0,2 mm ist selten serizitisiert oder saussuritisiert. Die wenigen Opakminerale sind von Titanit umwachsen. Selten finden sich Titanite mit Rutilkern.

**OP-84-183**, Fundpunkt: Etwa 750 m NNE Unterlind, Bl. Nr. 6339 Waldthurn; R: 45 2290 H: 54 9760.

Massiger Amphibolit.

Modalbestand: Hornblende 59, Plagioklas 40, Titanit 1, Opakminerale +.

Zahlreiche idioblastische Hornblende-Porphyroblasten liegen in einer sehr feinkörnigen Matrix aus Hornblende und Plagioklas. Die Korngrößen der Magnesio-Hornblende betragen 0,5 bis 1 mm für die Prophyroblasten und unter 0,1 mm für die Matrix; X blaßgelbgrau, Y mittelgelbgrün, Z blaßgrün bis blaßblaugrün. Der xenoblastische Plagioklas ( $An_{50}$ ) ist schwach, nur selten stark serizitisiert. Seine Korngröße reicht von unter 0,1 mm bis 0,2 mm. Akzessorisch treten Titanitnester auf. Manche Titanite besitzen einen opaken Kern.

## 5. K/Ar-Datierungen

Kalium und Argon wurden konventionell an getrennten, repräsentativen Teilmengen bestimmt, Kalium flammenphotometrisch und Argon nach der massenspektrometrischen Isotopen-Verdünnungsanalyse (z.B. SEIDEL et al. 1982). Abgesehen von einigen Biotiten wurden die Minerale doppelt oder mehrfach analysiert. Tabelle 1 und Abbildung 4 geben die Mittelwerte dieser Bestimmungen. Die relativen Gruppen-Standardabweichungen betragen für die Glimmer 0,3 % und für die Hornblenden 0,5 %. Zur Fehlerabschätzung wurde der größere Wert aus allgemeiner und individueller Standardabweichung herangezogen. Aus der Berechnung der Gruppen-Standardabweichung sind allerdings einige Kaliumbestimmungen an



Hornblenden ausgenommen, die relative Standardabweichungen von über 1 % zeigen. Die Kalium-Fehler der Tabelle 1 sind willkürlich um 0,002 Gew.% erhöht, um eventuellen systematischen Fehlern Rechnung zu tragen. Alle Alter, auch die aus der zitierten Literatur, wurden mit den IUGS-empfohlenen Konstanten (STEIGER & JÄGER 1977) berechnet. Die Fehlerangaben entsprechen dem 95 %-Vertrauensintervall der laborinternen analytischen Präzision. Unser K/Ar-Datum für den Standard-Glaukonit Gl-O liegt 1 % unter dem Mittelwert der Zusammenstellung von ODIN (1982).

### 5.1. Münchberger Gneismasse

Fünf der sechs Hornblende-Konzentrate aus Amphiboliten, Granatamphiboliten und Hornblende-Bändergneisen der Hangendserie ergaben konsistente Alter zwischen 379 und 370 Ma, im Mittel  $374 \pm 3$  Ma. Ein weiteres Hornblende-Datum ist wahrscheinlich signifikant niedriger.

Für die Liegendserie zeigen zwei Hornblende-Proben aus Granatamphiboliten (Meta-Gabbonoriten) vom Steinhügel sowie sechs Muscovit-Proben aus dem Meta-Granodiorit von Weickenreuth und aus hellen Gneisen konsistente Alter zwischen 383 und 378 Ma, im Mittel  $380 \pm 1$  Ma. Die wenigen Biotit-Daten erscheinen zum Teil geringfügig älter. Dieser Widerspruch zur Erfahrung mit Abkühlaltern ist als Hinweis auf Überschuß-Argon im Biotit zu werten, infolge eines schwachen, späteren thermischen Ereignisses. Möglicherweise ist ein drittes Hornblende-Datum vom Steinhügel, das mit  $410 \pm 6$  Ma deutlich älter erscheint, ebenfalls durch Überschuß-Argon zu erklären.

Aus der Randamphibolit-Serie wurden acht Hornblende-Konzentrate analysiert. Sie ergaben Daten zwischen 401 und 379 Ma. Eine Gliederung in zwei Gruppen deutet sich an: fünf Daten zwischen 388 und 379 Ma, Mittelwert  $385 \pm 3$  Ma, und drei Daten um  $399 \pm 4$  Ma.

Ein erstes Muscovit-Datum aus der Prasinit-Phyllit-Serie ergab  $363 \pm 2$  Ma.

*Tabelle 1: K/Ar-Daten von Hornblenden und Glimmern der Münchberger Gneismasse und der Zone von Erbdorf-Vohenstrauß*

Abkürzungen: Hbl = Hornblende, Mu = Muscovit, Bi = Biotit, Chl = Chlorit, N nl/g = Nanoliter pro Gramm unter Normalbedingungen. – Die Ziffern der jeweils zweiten Zeile geben stellenrichtig das 95%-Vertrauensintervall der laborinternen analytischen Präzision. Zum Vergleich mit Daten anderer Labors und Methoden siehe Zusammenstellung der Resultate an Standard-Mineralien in ODIN (1982). Konstante nach STEIGER & JÄGER (1977).

Proben- Nr.	Gestein Blatt-Nr., Fundpunkt	Mineral	Fraktion ( $\mu\text{m}$ )	K/Ar- Datum (Ma)	K (Gew.%)	Argon	
						rad. (N nl/g)	atm. (N nl/g)
Münchberger Gneismasse							
Hangendserie							
S 16	Granatamphibolit 5737, Stbr. 400 m N Seulblitz	Hbl	125-63	373	0.338	5.454	0.204
				5	4	52	7
S 50	Granatamphibolit 5737, Stbr. 200 m W Seulblitz	Hbl	125-63	370	0.250	3.992	0.161
				9	6	45	20
S 52	Amphibolit wie S 50	Hbl	125-63	348	0.187	2.787	0.226
				26	15	30	5
S 53	Amphibolit wie S 50	Hbl	125-63	370	0.225	3.596	0.217
				9	5	42	6
O 2	Hornblende-Bändergneis 5737, S Oberkotzau	Hbl	125-63	373	0.384	6.192	0.226
				5	5	59	9
O 5	Amphibolit 5737, S Oberkotzau	Hbl	125-63	379	0.384	6.303	0.326
				6	5	66	10
Liegendserie							
72/89	Granatamphibolit 5836, Steinhügel bei Höflas	Hbl	125-63	382	0.508	8.40	0.249
				7	7	14	8
72/91	Granatamphibolit 5836, Steinhügel	Hbl	125-63	379	0.575	9.42	0.202
				5	6	9	11
H 4	Granatamphibolit 5836, Steinhügel	Hbl	125-63	410	0.427	7.64	0.244
				6	5	7	11
W 1	Muscovitflasergneis 5835, Gareisen bei Weickenreuth	Mu	500-250	382	8.78	145.0	0.9
				3	4	9	6
		Mu	250-125	383	8.84	146.7	1.4
				3	4	9	7
W 8	Meta-Granodiorit 5835, Gareisen	Bi	1000-500	385	7.52	125.4	0.56
				3	5	6	10
		Bi	500-250	388	7.48	126.0	0.58
				3	5	6	18
		Bi	250-125	383	7.32	121.5	0.79
				2.5	3	6	19
P 28/6	Muscovitgneis 5835, Stbr. Thalmühle	Mu	125-63	382	8.86	146.5	2.4
				2.5	5	6	1.8
MM 1	Flasergneis 5637, 750 m SE Osseck	Mu	250-125	379	8.84	145.0	2.5
				2.5	4	6	4
MM 5	Augengneis, W Leupoldsgrün 5736, Hoher Stein	Mu	250-125	380	8.83	145.1	0.71
				2.5	4	6	15
MM 7	Augengneis 5736, Hoher Stein	Mu	250-125	380	8.70	143.1	0.84
				2.5	4	6	21
		Bi	250-125	391	7.31	124.3	0.64
				3	5	5	24
MM 9	Muscovitgneis 5736, Hoher Stein	Mu	250-125	378	8.82	144.2	1.42
				2.5	4	9	21

Tabelle 1: Fortsetzung

Proben-Nr.	Gestein Blatt-Nr., Fundpunkt	Mineral	Fraktion ( $\mu\text{m}$ )	K/Ar Datum (Ma)	K (Gew.%)	Argon rad. (N nl/g)	Argon atm. (N nl/g)
Randamphibolit-Serie							
RA-31	Granatamphibolit 5835, 200 m NNW Rabenstein	Hbl	125-63	387 6	0.2221 36	3.725 32	0.264 20
RA-34	Amphibolit 5835, 500 m N Mittelpöllitz	Hbl	125-63	388 4	0.3756 39	6.326 41	0.45 11
RA-39	Amphibolit 5835, 750 m NNW Sessenreuth	Hbl	125-63	385 9	0.1014 25	1.690 11	0.370 20
RA-40	Granatamphibolit 5835, 850 m NNW Sessenreuth	Hbl	125-63	379 10	0.0936 26	1.536 10	0.409 20
RA-44	Amphibolit 5835, Stbr. im Schorgasttal	Hbl	125-63	379 6	0.1862 29	3.056 27	0.487 20
RA-47	Amphibolit wie RA-44	Hbl	125-63	401 6	0.2126 31	3.708 24	0.484 20
RA-16	Amphibolit 5835, Kosertal	Hbl	125-63	399 7	0.1602 28	2.784 18	0.717 30
RA-49	Granatamphibolit 5835, Kosertal	Hbl	125-63	398 10	0.1004 25	1.738 19	0.403 20
Prasinit-Phyllit-Serie							
PH 10	Phyllit 5936, Sägewerk Hohenknoden	Mu (+ Chl)	125-63	363 2	7.15 3	111.0 6	0.9 7
Zone von Erbdorf-Vohenstrauß							
Subzone westlich des Leuchtenberger Granits							
2-5	Granatamphibolit 6238, 400 m W Steinreuth	Hbl	125-63	390 6	0.299 5	5.050 26	0.260 7
OP-84-							
36	Amphibolit 6339, 1 km SE Theisseil	Hbl	125-63	375 13	0.1205 45	1.953 11	0.196 9
76	Amphibolit 6339, Luhetal	Hbl	125-63	391 5	0.2300 33	3.904 22	0.362 13
89	Epidotamphibolit 6339, neuer Stbr. Michldorf	Hbl	125-63	380 5	0.3121 38	5.132 29	0.255 15
90	Epidotamphibolit wie OP-84-89	Hbl	125-63	397 9	0.2255 40	3.891 63	0.305 12
135	Granatamphibolit 6239, 400 m NW Görnitz	Hbl	125-63	377 5	0.3212 39	5.234 30	0.122 18
137	Granatamphibolit 6239, 900 m NNW Roschau	Hbl	125-63	397 6	0.1909 32	3.292 19	0.26 3
140	Granatamphibolit wie OP-84-137	Hbl	125-63	384 6	0.2046 32	3.400 23	0.20 8
Subzone östlich des Leuchtenberger Granits							
47	Amphibolit 6339, NW Diebersreuth	Hbl	125-63	330 10	0.0866 25	1.220 16	0.270 13
49	Amphibolit 6339, 500 m NW Grafenreuth	Hbl	125-63	410 10	0.1024 26	1.830 10	0.260 6
50	Amphibolit 6339, Brunnenhof, SW Ottenrieth	Hbl	125-63	325 7	0.186 5	2.579 12	0.287 11
164	Amphibolit 6339, 400 m N Waldau	Hbl	125-63	326 7	0.1065 25	1.478 8	0.224 10
183	Amphibolit 6339, 750 m NNE Unterlind	Hbl	125-63	320 5	0.1965 31	2.675 15	0.152 9

## 5.2. Zone von Erbdorf-Vohenstrauß

Bei den Amphiboliten der Zone von Erbdorf-Vohenstrauß (ZEV) erbrachten die K/Ar-Analysen zwei deutlich getrennte Altersgruppen:

Aus dem Gebiet westlich des Leuchtenberger Granitmassivs (vgl. Abb. 1, 3) ergaben acht Hornblende-Konzentrate Daten zwischen 397 und 375 Ma, also die gleiche Spanne wie für die Randamphibolite der Münchberger Gneismasse. Diese Spanne übersteigt den Bereich der analytischen Unsicherheit. Eine Aufteilung in zwei in sich konsistente Teilmengen, wie sie sich für die Randamphibolite andeutet, ist im westlichen Teilgebiet der Zone von Erbdorf-Vohenstrauß nicht ersichtlich (Abb. 4).

Deutlich abgesetzt von den devonischen Daten des westlichen Teilgebietes sind die Alter von 330 bis 320 Ma für vier Hornblendens aus dem schmalen Streifen der ZEV, der sich östlich und südöstlich des Leuchtenberger Granits zwischen diesem und dem Moldanubikum i.e.S. hinzieht. Ein fünftes Hornblende-Datum von 410 Ma fällt aus dieser Gruppe deutlich heraus. Es könnte durch Überschuß-Argon im Randbereich des Granits bedingt sein.

## 6. Diskussion der Altersdaten

Mit Ausnahme des östlichen Teilgebietes der Zone von Erbdorf-Vohenstrauß haben die beprobten tektonischen Einheiten ganz überwiegend devonische Daten erbracht. Aber in allen Teilgebieten deuten zumindest einzelne Abweichungen an, daß eine komplexere Geschichte angenommen werden muß als eine einphasige Abkühlung nach einer devonischen Mitteldruck-Metamorphose ( $M_2$ ).

### 6.1. Münchberger Gneismasse

**Hangendserie:** Von fünf Rb/Sr-Muscovit-Daten, die SÖLLNER et al. (1981b) für Paragneise und Albitpegmatite erarbeiteten, stimmen drei (Mittel  $382 \pm 10$  Ma) im Rahmen ihrer Fehler mit unseren Hornblende-Altern (Mittel  $374 \pm 3$  Ma) überein. Ein scheinbar wesentlich älteres Datum erklärten die Autoren durch ein offenes System, ein wesentlich jüngeres deutet, wie wahrscheinlich auch unser Hornblende-Datum der Probe S 52, auf lokale spätere Einflüsse. Über K/Ar-Datierungen an Muscoviten und Biotiten können MÜLLER-SOHNUS et al. (im Druck) die weitere Abkühlungsgeschichte von Temperaturen um rund  $500^\circ\text{C}$  auf rund  $300^\circ\text{C}$  über 20 Ma verfolgen.

**Liegendserie:** Für einen Metagranit (Weickenreuth?) erwähnen GEBAUER & GRÜNENFELDER (1979) U/Pb-Daten von Monazit, die nach den Autoren ein Intrusionsalter von 495 Ma andeuten. Zwei wenig diskordante Zirkonfraktionen aus dem Meta-Gabbonorit vom Steinhügel ergaben U/Pb-Daten um 500 Ma (GEBAUER & GRÜNENFELDER 1979). Ein vergleichbares Alter von  $499 \pm 20$  Ma leiteten SÖLLNER et al. (1981a) aus einer Rb/Sr-Gesamtgesteinsisochrone von Augengneisen ab. Damit liegen drei voneinander unabhängige Hinweise auf ein magmatisches Ereignis vor

500 Ma, also nahe der Wende Kambrium/Ordovizium (vgl. auch DUCROT et al. 1983) vor. Das Ereignis war vielleicht mit einer Sr-Isotopen-Homogenisierung in den umgebenden Metasedimenten verknüpft (SÖLLNER et al. 1981a).

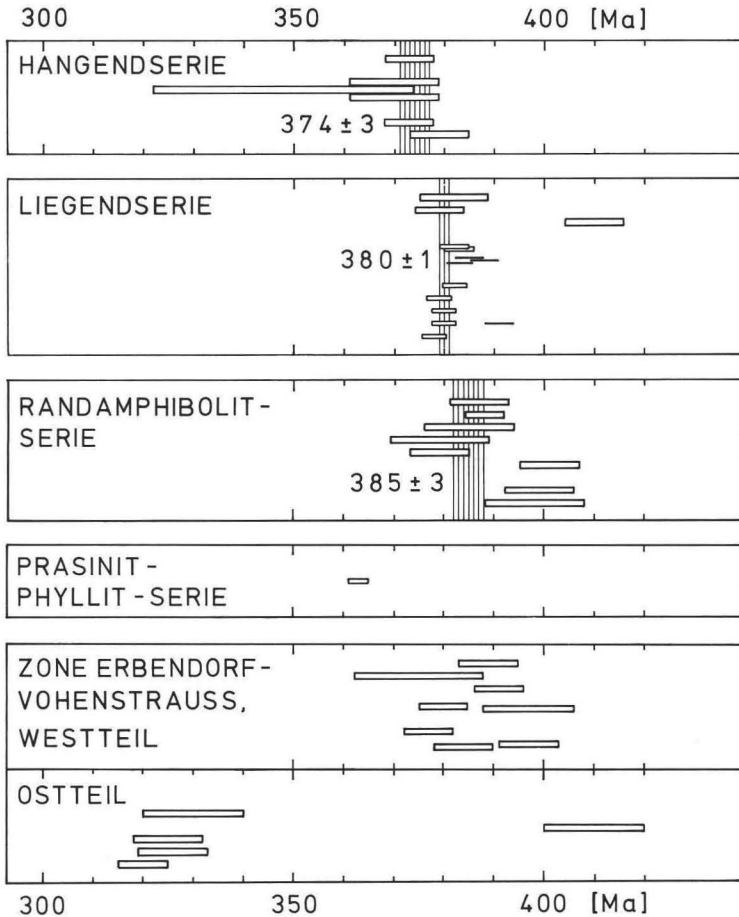


Abb. 4. Darstellung der K/Ar-Daten. – Breite Balken = Hornblenden, schmale Balken = Muscovite, Striche = Biotite. Die Länge der Symbole entspricht dem 95%-Vertrauensintervall der laborinternen analytischen Präzision. Die Fehlerbreiten der Mittelwerte in Hangend-, Liegend- und Randamphibolit-Serie sind senkrecht schraffiert.

Die von GEBAUER & GRÜNENFELDER (1979) vorgestellte Diskordia mit Schnittpunkten von 525 und 380 Ma umfaßt die bereits erwähnten Zirkondaten des Meta-Gabbronorits vom Steinhügel und sieben Zirkonfraktionen zweier Eklogitproben vom Weißenstein. Dabei wurde von den Autoren nicht berücksichtigt, daß die Eklogite nach der gängigen Gliederung nicht der Liegend-, sondern der Hangendse-

rie zugerechnet oder als tektonische Schürlinge an der Basis der Hangendserie aufgefaßt werden (STETTNER 1960). Außerdem läßt sich die unterstellte enge genetische Beziehung zwischen beiden Gesteinstypen geochemisch und phasenpetrologisch nicht belegen und ist eher unwahrscheinlich (MATTHES & SEIDEL 1977). Damit müssen die Diskordia und ihre Schnittpunktsalter als spekulativ angesehen werden. Für sich allein geben die stark diskordanten Zirkone der beiden Eklogite ein analytisch wesentlich unschärferes unteres Schnittpunktsalter von  $370 \pm 40$  Ma, die des stärker diskordanten Eklogits 2 für sich allein eines von  $392 \pm 12$  Ma. Eine Rb/Sr-Amphibol-Phengit-Isochrone (GEBAUER & GRÜNENFELDER 1979) ergibt ein vergleichbares Datum von  $409 \pm 50$  Ma. STOSCH & LUGMAIR (1986) konnten aus einer Sm/Nd-Isochrone der Minerale Granat, Amphibol, Omphacit der Eklogit-Paragenese und dem Gesamtgestein das analytisch sehr scharfe Alter von  $395 \pm 4$  Ma für das Eklogit-Stadium  $M_1$  gewinnen; eine Rb/Sr-Isochrone für den gleichen Eklogit (Gesamtgestein, 2 Pyroxene, Amphibol, Phengit) ergab ein identisches Alter von  $394 \pm 14$  Ma.

Die in dieser Arbeit vorgelegten K/Ar-Alter von Hornblenden und Muscoviten aus verschiedenen Metamorphiten der Liegendserie stimmen mit einer Ausnahme (H 4: 410 Ma) alle innerhalb der analytischen Unsicherheiten überein, mit einem Mittel von  $380 \pm 1$  Ma. Sie sind damit signifikant jünger als das Eklogitstadium und präzisieren das Rb/Sr-Muscovit-Alter von  $380 \pm 18$  Ma für einen Metahornfels-Gneis, den GEBAUER & GRÜNENFELDER (1979) als „immediate, metasedimentary country rock of the eclogites“ sehen, der aber ein typisches Gestein der Liegendserie ist (STETTNER (1960). Vergleichbar mit unseren Altern ist auch die Rb/Sr-Biotit-Datierung von  $377 \pm 5$  Ma des Meta-Granodiorits von Weickenreuth (DAVIS & SCHREYER 1962). MÜLLER-SOHNUS et al. (in Vorb.) haben frühere Rb/Sr-Mineraldatierungen (SÖLLNER et al. 1981b) fortgeführt und um K/Ar-Datierungen erweitert. Sie finden zum Teil beträchtliche Störungen der K/Ar- und Rb/Sr-Systeme von Biotit, aber auch von Muscovit, wie sie bei uns nur sehr schwach in den beiden Biotit-Datierungen angedeutet sind. Nach Eliminieren der gestörten Daten können sie für die Liegendserie Abkühlungspfade zwischen rund  $500$  und  $300^\circ$  C im Zeitintervall von 400 bis 350 Ma aus den Ergebnissen beider Methoden an Glimmerpaaren ableiten.

Für die Randamphibolit-Serie bestehen noch keine Vergleichsdaten. Unsere Hornblende-Alter der angedeuteten jüngeren Gruppe decken sich einzeln mit den Ergebnissen aus Hangend- und Liegend-Serie. Gemittelt zeichnet sich allerdings eine Zunahme des Modellalters um  $11 \pm 4$  Ma von der Hangend- über die Liegend- zur Randamphibolit-Serie ab. Die Alter steigen also vom Hangenden zum Liegenden, was klar zeigt, daß die Stapelung nach der Abkühlung erfolgt sein muß. Die Deutung der wahrscheinlich getrennten Gruppe von drei Randamphibolit-Daten um 400 Ma ist derzeit offen.

Die insgesamt recht einheitlichen Hornblende- und Muscovit-Daten für unterschiedliche Metamorphite aus Hangend-, Liegend- und Randamphibolit-Serie deuten auf eine großräumige Abkühlung vor rund 380 Ma, die in den einzelnen tektonischen Einheiten vom jetzt Liegenden zum Hangenden um jeweils rund 5 Ma verzögert einsetzte. Es liegt nahe, diese Abkühlung auf eine Heraushebung nach der Mitteldruck-Metamorphose  $M_2$  zurückzuführen, und diese ins tiefe Devon zu stellen. Zu Jüngerem abweichende Daten bei uns und in der Literatur deuten wir

durch schwache Störungen bei der diaphoritischen Überprägung, die oft sehr deutlich ist und die vermutlich mit dem Deckentransport in Zusammenhang steht.

### 6.2. Zone von Erbdorf-Vohenstrauß

Aus der Zone von Erbdorf-Vohenstrauß lagen bislang nur wenige Datierungen vor. Unsere älteren Hornblende-Daten von rund 400 bis 375 Ma für das westliche Teilgebiet erhärten die U/Pb-Alter von 391 bzw. 378 Ma, die TEUFEL et al. (1985) an Zirkon und Monazit aus Granat-Disthen-Gneisen bestimmten. Demgegenüber fanden DAVIS & SCHREYER (1962) für Biotit aus dem gleichen Gesteinstyp des alten Steinbruchs von Michldorf ein Rb/Sr-Datum von 432 Ma. HARRE et al. (in CARL et al. 1985: Tab. 8, Nr. 126) führen für den gleichen Steinbruch K/Ar-Alter von Muscovit und Biotit mit  $329 \pm 5$  Ma und  $323 \pm 6$  Ma an. VOLL (1969, pers. Mitt.) bemerkte dazu, daß der für DAVIS & SCHREYER genommene Gesteinstyp muscovitfrei gewesen sei, und daß die Muscovitführung der Probe von HARRE et al. deren Überprägung aufzeige. Die jungen Glimmeralter entsprechen unseren jungen Hornblende-Daten (330 bis 320 Ma) und dem von  $316 \pm 10$  Ma (FISCHER et al. 1968) für einen Diopsid-Amphibolit von Hardt bei Floß, alle aus dem östlichen Teilgebiet der Zone von Erbdorf-Vohenstrauß.

Die ältere Gruppe der K/Ar-Hornblende-Daten stimmt in etwa mit denen aus der Münchberger Gneismasse überein, insbesondere mit denen aus der Randamphibolit-Serie. Wenngleich die Streuung der Daten und die diskordanten Ergebnisse für die beiden mit je zwei Proben belegten Aufschlüsse beweisen, daß wir nicht pauschal von einem Abkühlalter sprechen können, deuten wir doch die Spanne der Hornblende-Daten, nämlich 400 bis 375 Ma, als Annäherung für die Zeit des Abschlusses der Mitteldruck-Metamorphose  $M_2$ . Dabei müssen wir offen lassen, ob spätere Einflüsse Verjüngungen, scheinbar zu alte Daten oder aber beides verursacht haben.

Die jüngeren Glimmer- und Hornblende-Daten beweisen spätere thermische Beeinflussungen. Sie könnten zum Teil auf die posttektonischen Granite zurückzuführen sein (vgl. OKRUSCH 1969), insbesondere die ältesten (G1), die im Leuchtenberger Granit-Massiv nach KÖHLER et al. (1974), KÖHLER & MÜLLER-SOHNUS (1976a) und HARRE et al. (in CARL et al. 1985) um 325 Ma intrudierten. Allerdings lassen sich die ältesten Granitintrusionen und das Ausklingen der Niedrigdruck-Metamorphose  $M_3$  zeitlich nicht trennen, wie zahlreiche radiometrische Datierungen aus der Monotonen Serie des Moldanubikums mit unterschiedlichen Methoden belegen (DAVIS & SCHREYER, 1962; FISCHER et al. 1968; GEBAUER & GRÜNENFELDER 1973; GRAUERT et al. 1974; KÖHLER & MÜLLER-SOHNUS 1976b; CARL et al. 1985; TEUFEL et al. 1985). Damit läßt sich nicht ausschließen, daß unsere jüngere Gruppe von Hornblende-Altern auf den Einfluß der – wahrscheinlich nach Westen ausklingenden – Niedrigdruck-Metamorphose  $M_3$  zurückgeht.

### 6.3. Geologische Folgerungen

Die vorliegenden petrologischen und radiometrischen Daten machen wahrscheinlich, daß die Münchberger Gneismasse und die Zone von Erbdorf-Vohenstrauß nach einer gemeinsamen Mitteldruck-Metamorphose  $M_2$  im Devon auch etwa

gleichzeitig abkühlten. Während die Münchberger Gneismasse einer späteren Niedrigdruck-Überprägung durch  $M_3$  und dem thermischen Einfluß der auf die Metamorphose folgenden Granite entging, ist insbesondere das östliche Teilgebiet der Zone von Erbdorf-Vohenstrauß vor 330 bis 320 Ma nochmals aufgeheizt worden.

Ein Hauptargument für die Deckennatur der Zone von Erbdorf-Vohenstrauß war bisher das Fehlen einer Niedrigdruckmetamorphose  $M_3$ , wodurch sich diese Zone von der benachbarten Zone von Tirschenreuth-Mähring und vom Moldanubikum i.e.S. unterscheidet. Die Decke sollte erst nach der Überprägung der anderen moldanubischen Einheiten durch  $M_3$  an ihren heutigen Platz gelangt sein. Nun sind aber Teile der Zone von Erbdorf-Vohenstrauß entweder von  $M_3$  selbst oder doch zumindest von der mit  $M_3$  verbundenen, fast altersgleichen Intrusion des Leuchtenberger Granits betroffen worden. Hält man daran fest, daß es sich bei der Zone von Erbdorf-Vohenstrauß um eine Decke handelt, dann muß die Platznahme vor  $M_3$  bzw. vor den damit zeitlich einhergehenden Granitintrusionen erfolgt sein.

In Übereinstimmung mit den Überlegungen von BLÜMEL (in KTB 1985a) könnte man die Zone von Erbdorf-Vohenstrauß und die Zone von Tepla-Taus aber auch als Hüllserie des Moldanubikums i.e.S. auffassen. Dabei ließe sich das Fehlen der Niedrigdruckmetamorphose  $M_3$  in großen Bereichen dieser Hüllserie mit einem Ausklingen von  $M_3$  nach oben erklären.

Ein besonderes Problem, dessen Lösung zusätzliche radiometrische Datierungen erfordert, stellen Glimmerschiefer am Süd- und Ostrand der Zone von Erbdorf-Vohenstrauß dar, die von VOLL (1960) als Diaphthorite der moldanubischen Gneise gedeutet werden. Da die moldanubischen Gneise ihre wesentliche, letzte Prägung durch  $M_3$  erhalten haben, müßte die Diaphthorose nach  $M_3$ , aber vor der nach den vorliegenden radiometrischen Daten praktisch altersgleichen Granitintrusion erfolgt sein; denn die „Diaphthorite“ selbst sind am Granit kontaktmetamorph überprägt worden (VOLL 1960; OKRUSCH 1969).

Dank s a g u n g : Frau M. METZ und den Herren H. KLAPPERT, L. THIESSWALD und D. ÜBERSOHN (B.-Anst. Geowiss. Rohstoffe, Hannover) sei an dieser Stelle für die Durchführung der Kalium- und Argonanalysen gedankt. Für die Mithilfe beim Aufbereiten und Beschreiben einiger Proben bedanken wir uns bei Herrn K. POMMERENKE. Frau M. KORN (Mineral. Petrogr. Inst. Univ. Braunschweig) übernahm dankenswerterweise einen Teil der Schreivarbeiten. Herrn K.-P. KELBER (Mineral. Inst. Univ. Würzburg) danken wir für die Reinzeichnung der Abbildungen. U. SCHÜSSLER und M. OKRUSCH danken Herrn Reg. Dir. Dr. G. STETTNER (Bayer. Geol.-Amt München) für eingehende Diskussionen anlässlich gemeinsamer Geländebegehungen. Die Untersuchungen wurden im Rahmen des KTB Projekts durch eine großzügige Sachbeihilfe der DFG gefördert.

## 7. Literatur

- BEHR, H.-J., ENGEL, W. & FRANKE, W. (1980): Guide to Excursion no. 2 (Münchberger Gneismasse, Bayerischer Wald). – Internat. conf. on the effect of deformation on rocks. – 100 S., Göttingen 1980.
- (1982): Variscan Wildflysch and Nappe Tectonics in the Saxothuringian Zone (Northeast Bavaria, West Germany). – Amer. J. Sci., **282**: 1438–1470, New Haven 1982.
- BESANG, C., HARRE, W., KREUZER, H., LENZ, H., MÜLLER, P. & WENDT, I. (1976): Radiometrische Datierung, geochemische und petrographische Untersuchungen der Fichtelgebirgsgranite. – Geol. Jb., **E8**: 3–71, Hannover 1976.



- BURGATH, K. (1966): Die Gabbrorelikte der Münchberger Gneismasse und ihre metamorphen Derivate. – Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. Würzburg: 97 S., Würzburg 1966.
- BUSCH, K. (1970): Die Eklogitvorkommen des kristallinen Grundgebirges in NE-Bayern. IV. – Die Eklogite der Oberpfalz und ihr metamorpher Abbau. – N. Jb. Mineral. Abh., 113: 138–178, Stuttgart 1970.
- CARL, C., DILL, H., KREUZER, H. & WENDT, I. (1985): U/Pb- und K/Ar-Datierungen des Uranvorkommens Höhenstein/Oberpfalz. – Geol. Rdsch., 74 (3): 483–504, Stuttgart 1985.
- DAVIS, G. L. & SCHREYER, W. (1962): Altersbestimmungen an Gesteinen des ostbayerischen Grundgebirges und ihre geologische Deutung. – Geol. Rdsch. 52: 146–169, Stuttgart 1962.
- DUCROT, J., LANCELOT, J. R. & MARCHAND, J. (1983): Datation U-Pb sur zircons de l'eclogite de la Borie (Haut-Allier, France) et consequences sur l'evolution ante-hercynienne de l'Europe occidentale. – Earth Planet. Sci. Lett., 62: 385–394, Amsterdam 1983.
- FISCHER, G., SCHREYER, W., TROLL, G., VOLL, G. & HART, S. R. (1968): Hornblendealter aus dem ostbayerischen Grundgebirge. – N. Jb. Mineral. Mh., 1968: 385–404, Stuttgart 1968.
- FRANKE, W. (1984): Variszischer Deckenbau im Raume der Münchberger Gneismasse – abgeleitet aus der Fazies, Deformation und Metamorphose im umgebenden Paläozoikum. – Geotekt. Forsch., 68: 1–253, Münster 1984.
- FRANZ, G., THOMAS, S. & SMITH, D. C. (1986): High-pressure phengite decomposition in the Weissenstein eclogite, Münchberger Gneiss Massif, Germany. – Contrib. Mineral. Petrol., 92: 71–85, Berlin – Heidelberg 1986.
- GAERTNER, H. R. v. (1951): Probleme des Saxothuringikums. – Geol. Jb., 409–450, Hannover 1951.
- GANDL, J. (1981): Exkursion in das Paläozoikum des Frankenwaldes (Gebiet nordwestlich der Münchberger Gneismasse). – Jber. Mitt. oberhein. geol. Ver., N. F. 63: 91–101, Stuttgart 1981.
- GEBAUER, G. & GRÜNENFELDER, M. (1973): Vergleichende U/Pb- und Rb/Sr-Altersbestimmungen im bayerischen Teil des Moldanubikums. – Fortschr. Mineral., 50 (Beih. 3): 4, Stuttgart 1973.
- (1979): U-Pb zircon and Rb-Sr mineral dating of eclogites and their country rocks. Example: Münchberg Gneiss Massif, Northeast Bavaria. – Earth Planet. Sci. Lett., 42: 35–44, Amsterdam 1979.
- GRAUERT, B., HÄNNY, R. & SOPTRAJANOVA, G. (1974): Geochronology of a Polymetamorphic and Anatectic Gneiss Region: The Moldanubicum of the Area Lam-Deggendorf, Eastern Bavaria, Germany. – Contrib. Mineral. Petrol., 45: 37–63, Berlin – Heidelberg 1974.
- KÖHLER, H. & MÜLLER-SOHNUS, D. (1976a): Ergänzende Rb-Sr-Altersbestimmungen an Mineral- und Gesamtgesteinsproben des Leuchtenberger und des Flossenbürger Granits (NE-Bayern). – N. Jb. Mineral. Mh., 1976: 354–365, Stuttgart 1976.
- (1976b): Rb-Sr-Altersbestimmungen und Sr-Isotopensystematik an Gesteinen und Mineralien des Regensburger Waldes. – Fortschr. Mineral., 54 (Beih. 1): 47, Stuttgart 1976.
- KÖHLER, H., MÜLLER-SOHNUS, D. & CAMMANN, K. (1974): Rb-Sr Altersbestimmungen an Mineral- und Gesamtgesteins-Proben des Leuchtenberger und Flossenbürger Granits, NE-Bayern. – N. Jb. Mineral. Abh., 123: 63–85, Stuttgart 1974.
- KOSSMAT, F. (1927): Gliederung des variszischen Gebirgsbaues. – Abh. sächs. geol. L.-Amt, 1: 39 S., Leipzig 1927.
- KRAUS, L. (1954): Die geologische Stellung der Prasinit-Phyllit-Serie in der Umrandung der Münchberger Gneismasse. – Unveröff. Diss. Univ. Würzburg: 84 S., Würzburg 1954.
- KTB (1983): Kontinentales Tiefbohrprogramm der Bundesrepublik Deutschland, Zielgebiet Oberpfalz. – Unveröff. Statusber.: VIII+ 94 S., Göttingen 1983.
- (1985a): Kontinentales Tiefbohrprogramm der Bundesrepublik Deutschland, Zielgebiet Oberpfalz. – Unveröff. Kurzfassungen zum KTB-Rundgespräch 25. u. 26. Jan. 1985, Göttingen 1985.
- (1985b): Kontinentales Tiefbohrprogramm der Bundesrepublik Deutschland, Zielgebiet Oberpfalz: Excursion Guide Oberpfalz. – 2nd Internat. Symp. on Observation of the Continental Crust through Drilling 7.–9. Okt. 1985, Seeheim/Odenwald: 84 S., Göttingen 1985.
- LEAKE, B. E., (1978): Nomenclature of Amphiboles. – Am. Mineral., 63: 1023–1052, Washington D.C. 1978.

- MATTHES, S. (1978): The eclogites of Southern Germany – a summary. – N. Jb. Mineral. Mh., 1978: 93–109, Stuttgart 1978.
- MATTHES, S., RICHTER, P. & SCHMIDT, K. (1974): Die Eklogitvorkommen des kristallinen Grundgebirges in NE-Bayern. VII. – Ergebnisse aus einer Kernbohrung durch den Eklogitkörper des Weißenstein. – N. Jb. Mineral. Abh., 120: 270–314, Stuttgart 1974.
- MATTHES, S. & SEIDEL, E. (1977): Die Eklogitvorkommen des kristallinen Grundgebirges in NE-Bayern. X. – Bestehen genetische Beziehungen zwischen Eklogit und Meta-Gabbro innerhalb des Münchberger Gneisgebietes? – N. Jb. Mineral. Abh., 129: 269–291, Stuttgart 1977.
- MÜLLER-SOHNUS, D., v. DRACH, V., HORN, P. & KÖHLER, H.: Altersbestimmungen an der Münchberger Gneismasse, NE-Bayern. – N. Jb. Mineral. Abh. – [im Druck].
- ODIN, G. S. (1982): Interlaboratorial Standards for Dating Purposes. – In: ODIN, G. S. (Hrsg.): Numerical Dating in Stratigraphy: 123–150, Chichester, New York, Toronto, Brisbane, Singapore (Wiley & Sons) 1982.
- OKRUSCH, M. (1969): Die Gneishornfelse um Steinach in der Oberpfalz. Eine phasenpetrologische Analyse. – Contrib. Mineral. Petrol., 22: 32–72, Berlin – Heidelberg 1969.
- OPPERMANN, U. (1985): Geochemie und Petrographie der Prasinite und Amphibolite am SW-Rand der Münchberger Gneismasse, NE-Bayern. – Unveröff. Dipl.-Arb. Techn. Univ. Braunschweig: 140 S., Braunschweig 1985.
- POMMERENKE, K. (1985): Geochemie und Petrographie der Amphibolite im NE-Teil der Münchberger Gneismasse NE-Bayern. – Unveröff. Dipl.-Arb. Techn. Univ. Braunschweig: 135 S., Braunschweig 1985.
- SCHREYER, W. (1966): Metamorpher Übergang Saxothuringikum-Moldanubikum östlich Tirschenreuth/Oberpfalz, nachgewiesen durch phasenpetrologische Analyse. – Geol. Rdsch., 55: 491–509, Stuttgart 1966.
- SEIDEL, E., KREUZER, H. & HARRE, W. (1982): A late Oligocene/early Miocene high pressure belt in the External Hellenides. – Geol. Jb., 23: 165–206, Hannover 1982.
- SÖLLNER, F., KÖHLER, H. & MÜLLER-SOHNUS, D. (1981a): Rb/Sr-Altersbestimmungen an Gesteinen der Münchberger Gneismasse, NE-Bayern. Teil 1: Gesamtgesteinsdatierungen. – N. Jb. Mineral. Abh., 141: 90–112, Stuttgart 1981.
- (1981b): Rb/Sr-Altersbestimmungen an Gesteinen der Münchberger Gneismasse, NE-Bayern. Teil 2: Mineraldatierungen. – N. Jb. Mineral. Abh., 142: 178–198, Stuttgart 1981.
- STEIGER, R. H. & JÄGER, E. (1977): Subcommission on geochronology. Convention and the use of decay constants in geo- and cosmochronology. – Earth Planet. Sci. Lett., 36: 359–362, Amsterdam 1977.
- STETTNER, G. (1960): Über Bau und Entwicklung der Münchberger Gneismasse. – Geol. Rdsch., 49: 350–375, Stuttgart 1960.
- (1972): Zur geotektonischen Entwicklung im Westteil der Böhmisches Masse bei Berücksichtigung des Deformationsstils im orogenen Bewegungssystem. – Z. dt. geol. Ges., 123: 291–326, Stuttgart 1972.
- (1975): Zur geologisch-tektonischen Entwicklung des Oberpfälzer Grundgebirges. – Der Aufschluß, Sonderbd., 26: 11–38, Heidelberg 1975.
- (1979): Der Grenzbereich Saxothuringikum – Moldanubische Region im Raum Tirschenreuth – Mähring (Oberpfalz) und die Situation des uranföhrnden Präkambriums. – Z. dt. geol. Ges., 130: 561–574, Stuttgart 1979.
- (1980): Zum geologischen Aufbau des Fichtelgebirges. – Der Aufschluß, 31: 391–403, Heidelberg 1980.
- (1981): Grundgebirge. – In: BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT (Hrsg.): Erläuterungen zur geologischen Karte von Bayern 1 : 500 000. – 3. Aufl.: 7–29, München (Bayer. Geol. L.-A.) 1981.
- STOSCH, H. G. & LUGMAIR, G. W. (1986): Geochemistry and Evolution of Eclogites from the Münchberg Gneiss Massif/W. Germany. – Abstr., ICOG VI, Dep. Earth Sci. Univ. Cambridge, Cambridge 1986.
- SUESS, F. E. (1912): Vorläufige Mitteilung über die Münchberger Deckscholle. – Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien, Math.-Naturw. Kl., 121, Abt. IIa, 10: 253, Wien 1912.

- TEUFEL, S., AHRENDT, H. & HANSEN, B. T. (1985): U-Pb- und Rb-Sr-Altersbestimmungen im Übergangsbereich Moldanubikum/Saxothuringikum, NE-Bayern. – Fortschr. Mineral., 63: (Beih. 1): 234, Stuttgart 1985.
- THIELE, O. (1966): Die Münchberger Gneismasse als Zeugnis für den Deckenbau der Varisziden. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 59: 219–231, Wien 1967.
- VOLL, G. (1960): Stoff, Bau und Alter der Grenzzone Moldanubikum/Saxothuringikum in Bayern unter besonderer Berücksichtigung gabbroider, amphibolitischer und kalksilikatführender Gesteine. – Beih. Geol. Jb., 42: 1–382, Hannover 1960.
- WAGENER-LOHSE, Ch. & BLÜMEL, P. (1984): Prograde Regionalmetamorphose vom Niederdruck-Typ in der Grenzzone Saxothuringikum/Moldanubikum E Tirschenreuth/NE-Bayern. – Fortschr. Mineral., 62, (Beih. 1): 254–255, Stuttgart 1984.
- WURM, A. (1928): Der Bauplan des variskischen Gebirges in Bayern. – N. Jb. Min. Geol., Paläont., B, Beil.-Bd. 60: 473–530, Stuttgart 1928.
- (1961): Geologie von Bayern. – 555 S., Berlin-Nikolassee (Borntraeger) 1961.

Manuskript bei der Redaktion eingegangen am 11. 6. 1986.